This is a digital copy of a book that was preserved for generations on library shelves before it was carefully scanned by Google as part of a project to make the world's books discoverable online.

It has survived long enough for the copyright to expire and the book to enter the public domain. A public domain book is one that was never subject to copyright or whose legal copyright term has expired. Whether a book is in the public domain may vary country to country. Public domain books are our gateways to the past, representing a wealth of history, culture and knowledge that's often difficult to discover.

Marks, notations and other marginalia present in the original volume will appear in this file - a reminder of this book's long journey from the publisher to a library and finally to you.

Usage guidelines

Google is proud to partner with libraries to digitize public domain materials and make them widely accessible. Public domain books belong to the public and we are merely their custodians. Nevertheless, this work is expensive, so in order to keep providing this resource, we have taken steps to prevent abuse by commercial parties, including placing technical restrictions on automated querying.

We also ask that you:

+ *Make non-commercial use of the files* We designed Google Book Search for use by individuals, and we request that you use these files for personal, non-commercial purposes.

+ *Refrain from automated querying* Do not send automated queries of any sort to Google's system: If you are conducting research on machine translation, optical character recognition or other areas where access to a large amount of text is helpful, please contact us. We encourage the use of public domain materials for these purposes and may be able to help.

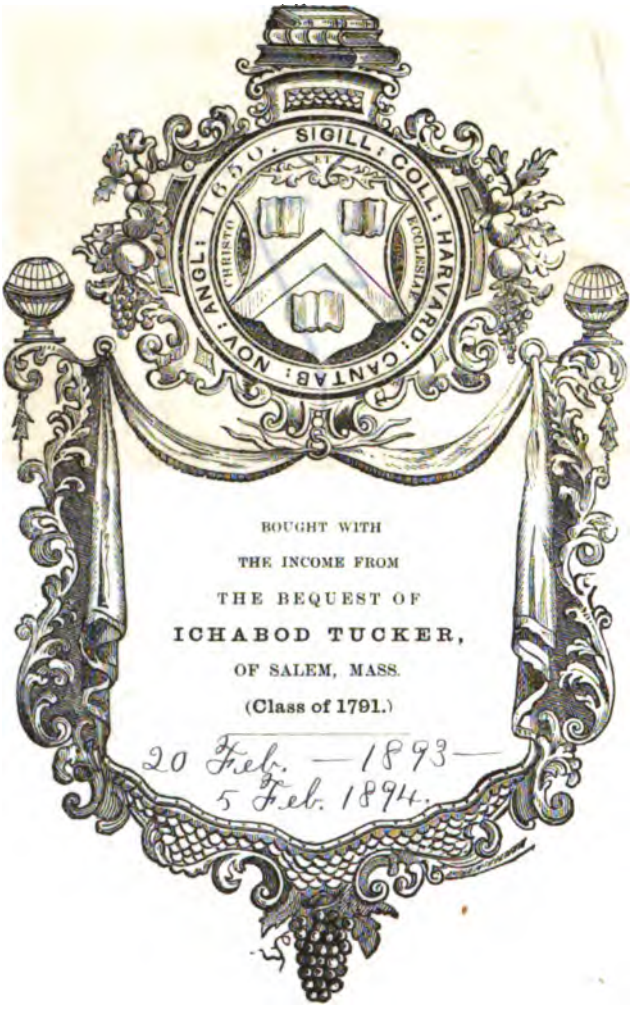
+ *Maintain attribution* The Google "watermark" you see on each file is essential for informing people about this project and helping them find additional materials through Google Book Search. Please do not remove it.

+ *Keep it legal* Whatever your use, remember that you are responsible for ensuring that what you are doing is legal. Do not assume that just because we believe a book is in the public domain for users in the United States, that the work is also in the public domain for users in other countries. Whether a book is still in copyright varies from country to country, and we can't offer guidance on whether any specific use of any specific book is allowed. Please do not assume that a book's appearance in Google Book Search means it can be used in any manner anywhere in the world. Copyright infringement liability can be quite severe.

About Google Book Search

Google's mission is to organize the world's information and to make it universally accessible and useful. Google Book Search helps readers discover the world's books while helping authors and publishers reach new audiences. You can search through the full text of this book on the web at `http://books.google.com/`

142.2 Bd. Mar. 1894.



BOUGHT WITH
THE INCOME FROM
THE BEQUEST OF
ICHABOD TUCKER,
OF SALEM, MASS.
(Class of 1791.)

20 Feb. —1893—
5 Feb. 1894.

Digitized by Google

HARVARD UNIVERSITY LIBRARY.

DEPOSITED IN

MINERALOGICAL DEPARTMENT,

HARVARD UNIV. MUSEUM.

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

TSCHERMAK'S

MINERALOGISCHE

UND

PETROGRAPHISCHE

MITTHEILUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON

F. BECKE.

(NEUE FOLGE.)

DREIZEHNTER BAND.

MIT 13 TAFELN, 1 GEOLOG. KARTENSKIZZE UND 12 TEXTFIGUREN.

WIEN, 1892.

ALFRED HÖLDER,

K. U. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER,

ROTHENTHURMSTRASSE 15.

Digitized by Google

143, 2

1893. Feb. 20 – 1894. Feb. 5.
Tucker fund.

Alle Rechte vorbehalten.

Digitized by Google

Inhalt.

1. und 2. Heft.

Seite

I. Neue Beiträge zur Kenntnis der dioritischen Gesteine Tirols. Von Dr. Hans Lechleitner in Innsbruck 1

II. Zur genauen Kenntnis der Phonolithe des Hegaus. Von H. P. Cushing und E. Weinschenk in München 18

III. Die Trachyte und Andesite des Siebengebirges. Von P. Grosser in Aachen. Mit einer geologischen Kartenskizze und 5 Tafeln 39

IV. Beiträge zur Systematik der Eruptivgesteine. Von Heinr. Otto Lang. Mit einer Figur 115

V. Notizen: Zur genauen Kenntnis der Phonolithe des Hegaus. Von E. Weinschenk 170

VI. Literatur 171

3. Heft.

VII. Ueber ein neues Vorkommnis von Kugelgranit unfern Wirvik bei Borga in Finland, nebst Bemerkungen über ähnliche Bildungen. Von Benj. Frosterus in Helsingfors. Mit Tafel VI und VII und vier Figuren im Text 177

VIII. Ueber Gangdiabase der Gegend von Rio de Janeiro und über Salit von Sala in Schweden. Von E. O. Hovey, Jefferson City, Mo., U. S. A. 211

IX. Der Granit der Hohen Tatra. Von Dr. Julius v. Szádeczky in Budapest. Mit einer Figur 222

X. Weitere Mittheilungen über granitische Einschlüsse in Basalten der Oberlausitz. Von Otto Beyer in Bautzen 231

XI. Ueber die sogenannte Sanduhrform der Augite. Von Jos. Blumrich. Mit Tafel VIII 239

XII. Notizen: 1. Ueber Chiastolith. Von F. Becke. — 2. Einige Minerale vom Kalkberge bei Raspenau (Nordböhmen). Von Jos. Blumrich. — 3. Sanduhrförmig gebaute Krystalle von Strontiumnitrat. Von A. Pelikan 256

XIII. Literatur 260

*

Digitized by Google

4. Heft.

Seite

XIV. Bericht über die vulcanischen Ereignisse im engeren Sinne während des Jahres 1892. Von S. Knüttel in Stuttgart 265

XV. Die Contacthöfe der Granite und Syenite im Schiefergebiete des Elbthalgebirges. Von Richard Beck in Leipzig. Mit Tafel IX 290

XVI. Ueber die Zonarstructur der Plagioklase. Von Dr. Richard Herz in Berlin 343

XVII. Literatur 349

5. Heft.

XVIII. Ueber den Meteoriten von Barbotan. 24. Juli 1790. — Ueber den Meteoriten von l'Aigle. 26. April 1803. Von H. Pfahler. Mit Tafel X und XI 353

XIX. Beitrag zur Kenntnis der Ostharzer Eruptivgesteine. Von Dr. Ferd. Hornung. Mit 1 Figur 373

XX. Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. Von F. Becke. Mit Tafel XII und XIII und 3 Textbildern 379

XXI. Literatur 431

6. Heft.

XXII. Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. Von F. Becke. (Schluss.) 433

XXIII. Die Phonolithe des Friedländer Bezirkes in Nordböhmen. Von Jos. Blumrich. Mit 2 Textfiguren 465

XXIV. Beiträge zur Systematik der Eruptivgesteine. Von Heinr. Otto Lang . 496

XXV. Notiz: Molybdänverbindungen im Serpentin des Rothenkopfs, Zillerthal. Von Dr. A. Model 532

XXVI. Literatur 534

Register 539

Digitized by Google

HARVARD COLLEGE
FEB 20 1893
LIBRARY.

TSCHERMAK'S

MINERALOGISCHE

UND

PETROGRAPHISCHE

MITTHEILUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON

F. BECKE.

(NEUE FOLGE.)

DREIZEHNTER BAND.

I. und II. HEFT.

MIT 5 TAFELN, 1 GEOLOG. KARTENSKIZZE UND 1 TEXTFIGUR.

WIEN, 1893.
ALFRED HÖLDER,
K. U. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER,
ROTHENTHURMSTRASSE 15.

Digitized by Google

Digitized by Google

HARVARD COLLEGE
FEB 20 1893
LIBRARY.

I. Neue Beiträge zur Kenntnis der dioritischen Gesteine Tirols.

Von **Dr. Hans Lechleitner** in Innsbruck.

(Aus dem mineralogisch-petrographischen Institute der Universität.)

Die vorliegende Abhandlung betrifft drei bisher unbekannte Gesteinsvorkommnisse, das eine von Valsugana, die beiden anderen von Vahrn am Eisak, welche mir von Herrn Professor Dr. A. Cathrein zur Untersuchung übergeben wurden. Ihm verdanke ich nicht nur die Anregung zu dieser Arbeit, sondern auch Belehrung und Unterstützung bei deren Ausführung.

I. Das Gestein von Valsugana.

Der Fundort ist in der Schlucht La Presa nördlich von Campiello bei Novaledo im Suganathale. Das Gestein bildet hier eine bei 50 Meter hohe und 60 Meter breite Wand, welche von Schiefer umgeben ist und wie eine Lagermasse darin erscheint.

Makroskopischer Befund.

Beim ersten Anblick wäre man geneigt, das Gestein für einen feinkörnigen Granit zu erklären. Untersucht man näher, so erweist es sich jedoch als ein dioritisches Gestein, welches aus Quarz, Feldspath, Biotit und Hornblende besteht. Letztere kann man in den seidig glänzenden dunkelgrünen Säulchen wohl vermuthen, doch nicht

Digitized by Google

mit voller Sicherheit erkennen. Der Feldspath ist grösstentheils glasglänzend, seltener matt schmutzigweiss. Zwillingsstreifen sind nur hie und da zu sehen, wohl aber verrathen rechteckige Durchschnitte eine selbständige Ausbildung der Feldspathkrystalle. Der Biotit erscheint undeutlich in sechsseitigen Blättchen und Säulchen, ist bald braun, bald goldig glänzend und grüngefleckt, so dass man eine Umwandlung des Biotits in Chlorit vermuthen kann. Der Quarz erscheint ganz ohne Eigengestalt in grauen Körnchen und umgibt in unregelmässigen Höfen und Wällen die Feldspathkrystalle, mit denen er sehr innig, oft auch pegmatitisch verwachsen ist. Ueberhaupt tritt der Quarz wenig hervor.

Man könnte der makroskopischen Untersuchung nach das Gestein für einen Quarzdiorit, ähnlich dem Klausener, welcher oft gleichfalls granitischen Habitus besitzt, erklären. Dem Gestein von La Presa im Aussehen gleichende finden sich weiterhin thalabwärts gegen Marter und Roncegno, wo auf den Karten „Granit", während bei La Presa nur Schiefer eingetragen ist. Auch an der Cima d'Asta kommt ähnliches vor, was auch G. vom Rath bestätigt, indem er wiederholt von dioritischen Gesteinen dieser Granitmasse spricht.[1])

Mikroskopische Untersuchung.

Das Allgemeinbild erinnert an die Diorite von Klausen, namentlich gleicht es ganz besonders jenem des Quarzdiorites Nr. 13 und des Quarznorits Nr. 23 aus der von A. Cathrein herausgegebenen Dünnschliffsammlung der Tiroler Eruptivgesteinstypen.[2])

Zu den zuerst ausgeschiedenen Bestandtheilen gehört der Plagioklas. Er ist daher in sehr deutlichen Krystallgestalten ausgeprägt. Die Durchschnitte sind nicht besonders in die Länge gezogen, verrathen eine mehr gleichmässige Entwicklung der Krystalle und zeigen rechteckige, seltener giebelige Enden. Die Spaltbarkeit ist selten wahrnehmbar, die Zwillingsstreifung dagegen sehr deutlich. Manchmal tritt doppelte Zwillingsbildung ein und erscheint ein quadratisches Streifennetz.

[1]) Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1863, pag. 121.

[2]) Siehe Inhaltsverzeichnis zur Sammlung bei Voigt und Hochgesang, Göttingen 1889, pag. 3 u. 5, sowie Erläuterungen im Neuen Jahrb. für Min. u. s.w. 1890, I, pag. 77 u. 80.

Digitized by Google

Alle diese deutlich gestalteten Feldspathe sind zersetzt, die einen fast vollständig, die anderen weniger, die eine Lamelle kann zersetzt sein, die andere ganz frisch. Hervorzuheben ist, dass die Zersetzung von keiner bestimmten Stelle ausgeht. Die Zersetzungsmassen bilden ein grauliches, schuppig körniges Aggregat, welches unter dem Nicol zum Theil lebhafte und irisirende Polarisationsfarben zeigt. Dass die Plagioklase neben Glimmer auch Kalkspath enthalten dürften, war eine Vermuthung, welche durch chemische Untersuchung geprüft wurde. Ausgesuchte Feldspathstückchen, fein zerrieben und mit kalter Salzsäure übergossen, liessen ein Aufsteigen von Gasblasen beobachten, die Lösung mit Ammoniak und Oxalsäure behandelt, gab einen deutlichen Kalkniederschlag. Da sonst nirgends in den Bestandtheilen des Schliffes ein Kalkcarbonat zu entdecken war, so kann es nur von den zersetzten Feldspathen herstammen. Die Zersetzung in Kalkspath lässt schliessen, dass die Feldspathe wohl der basischen Reihe angehören. Eine Bestätigung dieser Annahme wurde durch Bestimmung der Auslöschungsschiefe gewonnen. Symmetrisch auslöschende Krystalle, und zwar lauter rechtwinkelige Durchschnitte, zeigten zumeist eine Auslöschungsschiefe um 30° im Maximum, was zunächst wohl auf Labrador hinweist. Neben dem Kalkspath bildet sich aus den anderen Elementen der Plagioklassubstanz, nämlich aus den Alkalien und der Thonerde, weisser Glimmer, dessen irisirende Schuppen und Leistchen im polarisirten Lichte deutlich zu erkennen sind. Zudem fehlen auch nicht saussuritische Zersetzungsproducte in Gestalt stark lichtbrechender Körnchen und Säulchen.

Von ursprünglichen Einschlüssen kommen in diesem Plagioklas am häufigsten Zirkone vor. Diese haben sich jedenfalls vor dem Plagioklas abgesondert, wie die scharfen Krystallformen, worunter $\infty P\{110\}$, $P\{111\}$ beobachtet wurde, andeuten. Nebstdem finden sich von primären Einschlüssen Apatitsäulchen, Magnetitoktaëderchen, selten Pyritwürfelchen.

Biotit (Chlorit) und Hornblende. Von diesen beiden, oft miteinander verwachsenen Bestandtheilen ist Glimmer der häufigere. Der Biotit erscheint in den mit Spaltrissen versehenen, oft ziemlich hohen Querschnitten meist nur noch lagenweise unzersetzt, in den basischen, lappigen oder sechsseitigen Schnitten meist in Chlorit verwandelt. Der noch wenig zersetzte zeigt starken Pleochroismus

Digitized by Google

in braunen Tönen und Absorption des Lichtes, während der zersetzte hellgrün, schwach pleochroitisch ist. Die Polarisationsfarben des Chlorits sind dunkelblau. Der Biotit schliesst sehr häufig primäres oktaëdrisches Titanmagneteisen, dessen Titangehalt sich durch Leukoxenränder verräth, und wohl secundären leukoxenartigen Titanit ein. Entschiedene Zersetzungsproducte des Biotits, weil mit dessen Chloritisirung zunehmend und regellos in Büscheln vertheilt, sind Rutilnädelchen, welche bisweilen sagenitische Verwachsungen zeigen. Auch ursprüngliche Einschlüsse von Apatit in den charakteristischen scharf umrandeten Formen treten nicht selten auf. Durch wellenförmige Biegungen, denen die eingestreuten Sphenkörner folgen, gewinnt der Biotit ein Aussehen, für welches der Begriff „Holzstructur" sehr bezeichnend wäre. Nach ihrer Erscheinungsweise als ursprüngliche Einschlüsse des Biotits sind pleochroitische, gelbliche bis farblose Säulchen von Epidot mit starker Lichtbrechung und lebhaften Polarisationsfarben aufzufassen, welche oft in dicken Linsen zwischen den Glimmerblättchen sich einschalten.

Die Hornblende kommt etwas weniger häufig vor als der Biotit, und zwar in einfachen Krystallen, in Zwillingen und mit polysynthetischer Zwillingsbildung. Letztere erinnert an den Granitit vom Val Tesino bei der Cima d'Asta.[1]) Die Zwillinge zeigen wie die Einzelkrystalle hier und da die Combination ∞P {110} . $\infty P\infty$ {100} . $\infty P\infty$ {010}, während Endflächen fehlen. Zwillingsebene ist $\infty P\infty$ {100}. Es zeigten sich die Spaltungsrisse parallel zur Längsaxe, sowie das rhombische Spaltennetz. Manchmal erscheint die Hornblende auch etwas faserig, doch nicht uralitisch. Im allgemeinen zeigt sie starken Pleochroismus in grünen Farben, lebhafte chromatische Polarisation und die charakteristische geringe Auslöschungsschiefe. Biotit und Hornblende scheinen gleichzeitig nach den Plagioklasen erstarrt zu sein. Dieselben schliessen, zumal der Biotit, neben Apatitsäulchen Titanmagneteisen ein, welches nach dem Apatit zum Absatz gelangte, da einzelne Titanmagnetite deutliche Krystalle von Apatit umschliessen.

Zuletzt traten in den Zustand der Erstarrung ein Quarz und Orthoklas. Sie erfüllen die Zwischenräume, welche der Plagioklas,

[1]) Inhaltsverzeichnis zur Dünnschliffsammlung der Gesteinstypen Tirols von A. Cathrein, pag. 2, Nr. 3, sowie Neues Jahrbuch für Mineralogie, 1890, I, 73.

Digitized by Google

der Biotit und die Hornblende übrig gelassen. Darum haben sie niemals Eigengestalt. Ihre Körner greifen zackig und lappig in einander, so dass eine förmliche Nahtstructur erscheint, welche oft im gewöhnlichen Lichte nicht hervortritt, sondern erst im polarisirten. Die beiden Mineralien bilden einen Grund, in welchem die anderen Gemengtheile ausgeschieden sind.

Der Quarz ist wasserhell, zeigt keine auffälligen Polarisationsfarben und undulöse Auslöschung. Er zeigt ferner zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse, die schnurartig aneinandergereiht sind. Der Quarz umschliesst wiederum Apatit in deutlichen, sechsseitigen Durchschnitten, ferner körperlich hervortretende Zirkonkrystalle von der Combination $P\{111\} . \infty P\infty \{100\}$.

Der Orthoklas ist gleichfalls wasserhell und wäre vom Quarz schwer zu unterscheiden, da seine Polarisationsfarben ebenso bläulichgraue sind, wenn er sich nicht weniger klar zeigte und mitunter scharf hervortretende Spaltungsrisse auftreten würden. Ferner dient sehr gut zur Unterscheidung vom Quarz eine Verwachsung des Orthoklases mit Feldspathlamellen und Quarzkörnern; der Orthoklas zeigt nämlich typische Perthit- und Pegmatitstructur. Seine Auslöschung ist entsprechend der Orthoklasnatur. Gegenüber den Plagioklasen ist der Orthoklas unzersetzt. Der Menge nach wird der Orthoklas vom Quarz, weitaus aber vom Plagioklas übertroffen.

Nach der mikroskopischen Prüfung besteht sohin das Gestein aus Plagioklas, Quarz und Orthoklas, Biotit, Chlorit, Hornblende, Titanmagneteisen, Apatit und Zirkon.

Der Reichthum und die Eigengestaltung des Plagioklases, um dessen Krystallformen sich Quarz und Orthoklas in unregelmässigen Körnern anhäufen, der Umstand also, dass die Plagioklaskrystalle durchgängig zuerst erstarrt, dass sie zum grössten Theil der basischen Reihe angehören, und endlich das Auftreten von Hornblende und von reichlichem Magneteisen als wesentliche Gemengtheile charakterisiren dieses granitähnliche Gestein als ein dioritisches, für welches die Bezeichnung Quarzglimmerdiorit zutreffend erscheint.

Nicht allein im allgemeinen, sondern auch im einzelnen, bezüglich Art und Structur der Bestandtheile, gleicht das mikroskopische Bild so ganz dem des Klausener Diorites, welcher auch makroskopisch oft granitähnlich ist und mit vorliegendem Gesteine vollkommen übereinstimmt.

Digitized by Google

Nach Mittheilungen des Herrn Professor Cathrein finden sich auch graugrüne Porphyrite in mehreren Gängen bei La Presa in unmittelbarer Nähe dieses Gesteins, ferner am Monte Broi nördlich von Novaledo und bei Levico und Pergine; dieselben stellen eine porphyrische Begleitung unseres dioritischen Gesteins dar, analog dem Vorkommen von Klausen.

Fassen wir zum Schlusse die Eigenthümlichkeiten des Gesteins von der Schlucht La Presa, seine Unterschiede von Granit und seine Aehnlichkeit mit Diorit noch zusammen, so wäre hervorzuheben: die Feinheit des Kornes, namentlich das Nichtheraustreten von Körnern des Quarzes, welcher mit dem Orthoklas einen Grund bildet, dann die dunklere Färbung, hervorgerufen durch Häufigkeit von Biotit, Erz und Hornblende, die selbständige Gestaltung von Plagioklas und sein Vorwalten gegenüber Orthoklas und Quarz. In den Graniten sind die Plagioklase nicht so gut und säulig entwickelt, sondern unvollkommener und breiter; am nächsten kommt noch nach dem mikroskopischen Habitus der Plagioklase der oben erwähnte Hornblendegranit vom Val Tesino an der Cima d'Asta. Wie mir Herr Professor Cathrein mittheilt, gleichen dem Diorit von La Presa granitähnliche Gesteine bei Marter, Roncegno und von der Cima d'Asta, wo im Masothale Uebergänge zum eigentlichen Astagranit auftreten. Abweichend von unserem Quarzdiorit ist auch der Tonalit des Adamello, welcher makro- und mikroskopisch entschieden granitischen Charakter offenbart. Mit vollem Rechte hat daher neulich Cathrein die Granitnatur des Tonalites verfochten unter Beibehaltung des alten Localnamens und Hinzufügung der die petrographische Stellung charakterisirenden Bezeichnung Hornblendegranit oder Granitit.[1])

II. Grobkörniges Gestein von Vahrn.

Dieses und das folgende Gestein wurde von Herrn Professor Cathrein im Schalderer Bach bei Vahrn gesammelt; das vorliegende ist auffallender und eigenartiger als das nächste. Mit den Klausener oder irgend welchen Vorkommnissen der näheren und weiteren Umgebung ist es nicht zu verwechseln.

[1]) Neues Jahrbuch für Mineralogie u. s. w. 1890, I, 73. Inhaltsverzeichnis zur Dünnschliffsammlung. Göttingen 1889, pag. 2.

Digitized by Google

Makroskopischer Befund.

Das noch unbekannte Gestein macht den Eindruck eines Gabbro oder Hypersthenits. Die Structur erscheint etwas grobkörnig, aber weder porphyrisch, noch diabasisch.

Bei näherer Betrachtung sieht man leistenförmige, nicht freie, sondern miteinander verwachsene Feldspathkrystalle. Dieses Mineral scheint in Bezug auf Menge fast den ersten Rang im Gesteine zu haben, es bildet einen Grund, aus dem die farbigen Gemengtheile heraustreten. Der Feldspath tritt auch in grösseren Krystallen auf, die von mattgrauen Körnern durchschossen sind, übrigens ziemlich unzersetzt zu sein scheinen. Die Feldspathe erscheinen farblos bis bläulich. Der graue Quarz ist nur in geringer Menge vorhanden und umschlingt in unregelmässigen Körneranhäufungen die Feldspathe, er füllt die Zwischenräume derselben aus. Uebrigens tritt der Quarz noch weniger hervor als im Gesteine von La Presa, an dessen Gefüge man hier erinnert wird. Von farbigen Bestandtheilen unterscheidet man einen untergeordneten, dunkelbraunen Biotit in Schüppchen und sechsseitigen Täfelchen und von ihm begleitet am meisten in die Augen fallend ein grünes Mineral, welches diallagähnlich aussieht. Es tritt nicht in säuligen Krystallen auf, sondern in länglichen Tafeln ohne deutliche Endflächen. Diese Tafeln zeigen oft den diallagartigen, halbmetallischen Glanz, und es tritt parallel zur Tafelfläche Absonderung hervor. In Gesellschaft dieser Diallagkrystalle, welche oft an Grösse die Feldspathe übertreffen, finden sich schwärzlichgrüne, faserige Säulchen, die an Hornblende erinnern. Ausserdem erscheinen wellige, schillernde, metallisch grüne Täfelchen von bronzitischem Habitus. Um den Vorrang im Gemenge wetteifern die farbigen mit den farblosen Elementen. Auch in manchen Feldspathschnitten findet man farbige Gemengtheile eingeschlossen.

Die makroskopische Untersuchung lässt hiemit ein Urtheil über die Stellung des Gesteines im System so weit zu, dass gemäss Bestandtheilen und Gefüge weder ein granitisches, noch diabasisches, vielmehr ein dioritisches, gabbroartiges Gestein vorliegen dürfte.

Mikroskopische Untersuchung.

Im gewöhnlichen Lichte sieht man theils formlose weissliche Massen, welche bald ganz klar, bald mit Streifungen und Trübungen

Digitized by Google

versehen sind, theils deutlich ausgebildete Krystalle, welche durchwegs gestreift und auch getrübt erscheinen. Unter dem Nicol lösen sich auch die oben erwähnten streifigen und trüben, formlosen Massen in zahlreiche, deutlich begrenzte Krystalle von Plagioklas auf, welche grösser als im ersten Gesteine, sowie mehr aggregirt sind und mit sehr spärlichen Ausnahmen feine Zwillingslamellen zeigen. Im grossen und ganzen sind die Plagioklase dieses Gesteines ähnlich jenen des früheren, sowohl hinsichtlich der Auslöschungsschiefen als der Zersetzung. Letztere stellt sich als ein grauliches Haufwerk von Körnchen und Schüppchen dar, doch ist die Zersetzung nicht so verbreitet wie vorhin und lässt häufig einen freien Rand, daher ist die Zwillingsstreifung auch viel deutlicher als im ersten Gestein. Man kann folgende Zersetzungsproducte unterscheiden: saussuritische, dunkelberandete Körner von Epidot und Zoisit, davon mehr als im Gestein von La Presa, dann muskovitische, irisirende Blättchen, während Calcit nicht sicher erkannt werden konnte.

Zur Messung der Auslöschungsschiefen wurden wieder symmetrisch auslöschende Krystalle verwendet. Die Ergebnisse waren bei rechteckigen Durchschnitten meistens 28—30°, welche Auslöschungsschiefen dafür sprechen, dass man es hier vorwiegend mit Plagioklasen zu thun hat, die wohl dem Labrador sich nähern. Es kommt auch zur Zonarstructur, wobei die einzelnen Schalen abweichende optische Orientirung und verschiedene Zersetzungsgrade zeigen. Aus der deutlichen Krystallisation dieser Plagioklase kann man wieder schliessen, dass sie zuerst abgeschieden wurden; dementsprechend fehlen auch primäre Einschlüsse.

Wohl in gleicher Menge und Grösse wie der Plagioklas kommt der Pyroxen vor, aber er ist später zur Abscheidung gelangt, denn seine mehr gedrungenen Formen zeigen niemals die scharfe deutliche Begrenzung wie die des Plagioklases, auch schliesst er Plagioklaskrystalle ein. Er ist schwach grün gefärbt, nicht pleochroitisch, mit lebhaften Polarisationsfarben. In Querschnitten ist derselbe leicht zu erkennen, indem er deutlich das nahezu rechtwinklige Spaltennetz nach dem Grundprisma zeigt. Da tritt auch ein drittes Spaltensystem auf, welches parallel zu $\infty P\infty$ {100} verläuft und als Absonderung durch schalige Zusammensetzung betrachtet wird. Letztere kennzeichnet bekanntlich besonders den Diallag. An unserem Pyroxen findet sich oft auch in Längsschnitten eine dichte Faserung, wie solche die typischen Diallage zeigen.

Digitized by Google

Mit diesen Pyroxenen ist Hornblende derartig verbunden, dass man sieht, wie der Pyroxen später als Amphibol weiter gewachsen ist, eine Erscheinung, die häufig und typisch in Proterobasen und Gabbros, namentlich beim Diallag, beobachtet worden ist. Hierbei erscheint der Pyroxenkern unregelmässig, lappig berandet, gleichsam wie aufgelöst.

Neben diesen Pyroxenen finden sich solche, welche kurz, fein und scharf gestreift erscheinen und auch Zwillingsbildung nach $\infty P\infty$ {100} zeigen. Bestimmt man die optische Orientirung in Beziehung auf die Zwillingsnaht und die auch erscheinenden, dazu parallelen, derben Längsspalten, so zeigt sich eine symmetrische grosse Auslöschungsschiefe von 40—42°. Bei diesen Zwillingen erscheint nun die feine Streifung fiederig und bildet mit der Zwillingsnaht beiderseits einen Winkel von 73—75°, was ungefähr dem Winkel β von Augit entspricht. Es sind daher diese Streifen parallel zur Basis und erklären sich, da Spaltbarkeit nach dieser Richtung nicht beobachtet ist, durch polysynthetische Zwillingsbildung nach $0P\{001\}$.

Diese Verzwillingung ist am Pyroxen zwar selten, aber namentlich für Diallage charakteristisch. Dass die feinen kurzen Streifen Zwillingslamellen darstellen, erkennt man auch an dem streifigen Wechsel der Polarisationsfarben. Auch feine Zwillingslamellen nach $\infty P\infty$ {100}, wie sie für Diallag typisch sind, kommen vor und bewirken die oben erwähnte Absonderung. Den Zwillingsstreifen nach der Basis folgt auch die Umwandlung in Uralit. Das lässt sich sehr schön beobachten. Durch diese Veränderungen entstehen bei Verbreiterung der basischen Zwillingslamellen Krystallskelette, welche parallele Reihen von noch unveränderten Zwillingsleisten aufweisen, während der übrige Zwischengrund des Diallagkrystalls uralitisirt ist. In anderen Fällen sind auch die Zwillingslamellen uralitisirt. Ganz ähnliche Krystallskelette finden sich bekanntlich am Titaneisen bei der Leukoxenbildung, wodurch auch dort die Verzwillingung offenbar wird.

Der Amphibol, welcher quantitativ dem Pyroxen nachsteht, erscheint theils als primäre Hornblende, theils uralitisch. Im ersten Falle ist die Hornblende entweder compact mit Auslöschungsschiefen von 17—18° im Maximum bei symmetrisch auslöschenden Zwillingen nach dem Orthopinakoid. Oder es findet sich auch faserig-filzige,

Digitized by Google

schilfartige Hornblende. Bei der uralitischen sieht man die Uebergänge und Reste vom ursprünglichen Pyroxen. Die Farben des Amphibols sind lebhafter grün als beim Diallag, und gesellt sich dazu entschiedener Pleochroismus, mitunter ist die Hornblende fleckig gefärbt. Manchmal sieht man eine Verschmelzung von Pyroxen-Amphibolverwachsung mit Zwillingsbildung und Uralitisirung. Ein Theil des Zwillings ist Diallag, ein anderer primäre Hornblende und ein dritter uralitisch. Für die spätere Erstarrung der Hornblende sprechen ihre Einschlüsse von Plagioklaskrystallen.

Biotit erscheint nicht so häufig, aber in den gleichen sechsseitigen und rechteckigen, auch säuligen Formen und mit der Holzstructur wie im ersten Gestein. Auch Zersetzung zu Chlorit, Einschlüsse von Epidot und reichlicher Apatit lassen sich wahrnehmen, wogegen die Rutilnädelchen fehlen.

Titaneisen kommt sehr häufig vor in leistenförmigen Durchschnitten mit giebeligen Enden und in sechsseitigen Tafeln mit schmalen Rändern von Leukoxen, der auch im Biotit die Holzstructur erzeugt. Das Titaneisen ist häufig von Biotit in einheitlichen Krystallen oder mehreren Individuen umwachsen, indem die zuerst erstarrten Titaneisenkrystalle einen Krystallisationspunkt für die Glimmersubstanz gebildet haben. Das Erz ist ferner von Apatitkrystallen durchspickt. Letzterer ist im Diallag nicht vorhanden, hingegen in der Hornblende. Secundärer Chlorit durchsetzt auch in grünen Adern die Feldspathe.

Nebst diesen deutlich erkennbaren Mineralien findet sich auch ein schwieriger zu bestimmendes, trüb faseriges Mineral, welches dem Uralit oder Diallag ähnlich sieht, aber stets gerade Auslöschung zu seiner Faserung und blaugraue Polarisationsfarben zeigt. Ausserdem offenbart es Neigung zu welliger Querabsonderung der Längsfaserung. Es ist dies wohl ohne Zweifel ein rhombischer Pyroxen in Umwandlung zu Bastit. Daneben findet sich mit Hornblendefasern verwachsen ein lebhafter polarisirender und frischer rhombischer Pyroxen, der für Enstatit zu halten ist. Wenn diese rhombischen Pyroxene auch nur untergeordnete Gemengtheile sind, so ist ihr Erscheinen doch von Bedeutung.

Der Quarz ist in Bezug auf Form ganz gleich wie im früheren Gestein von der Schlucht La Presa, doch ist weniger als dort vorhanden. Ihm gehören die ungestreiften, ganz klaren Theile des form-

Digitized by Google

losen weissen Grundes an, welchen man ohne Analysator wahrnimmt. Als zuletzt ausgeschiedenes Mineral schmiegt er sich ohne eigene Gestaltung an die Formen der anderen Gemengtheile und schliesst sie alle ein, namentlich viel Apatit, Titaneisen, Diallag. Bezeichnend sind auch die Perlschnüre von Flüssigkeitseinschlüssen.

Orthoklas tritt nicht selten auf, als nächster Begleiter des Quarzes, auch pegmatitisch und mit Einschlüssen von Apatit-, Plagioklaskrystallen und Chloritadern. Spaltbarkeit, Pegmatitstructur, Mangel der Perlschnüre und geringere Durchsichtigkeit ermöglichen die Unterscheidung vom Quarz, das Fehlen von Krystallformen, von Zwillingsstreifung und Zersetzungsproducten heben den Orthoklas vom weit überwiegenden Plagioklas ab.

Schliesslich ist neben dem Apatit, der mitunter in quergegliederten Nadeln erscheint, noch der Zirkon als seltener Einschluss im Quarz zu erwähnen. Seine Kryställchen zeigen scharfe Umrisse und lebhafte Polarisationsfarben.

Die Bestandtheile dieses Gesteines sind also: Plagioklas, diallagartiger und rhombischer Pyroxen, gemeine und faserige Hornblende, Uralit, Biotit (Chlorit), Titaneisen (Leukoxen), Apatit, Zirkon, endlich in den Lücken Orthoklas und Quarz.

Zur Classificirung und über die Beziehungen des beschriebenen Gesteins von Vahrn zu anderen Vorkommnissen lässt sich Folgendes hervorheben. Der Reichthum an gut entwickelten, also zuerst erstarrten Plagioklaskrystallen, ferners der Umstand, dass der Eigenformen entbehrende Quarz mit Nahtstructur seiner Körneransammlungen gleichsam nur einen Kitt der anderen Bestandtheile bildet, dass Orthoklas untergeordnet, hingegen reichlich farbige Gemengtheile wie Pyroxen, Amphibol, Biotit, Ilmenit individualisirt auftreten, dies alles spricht dafür, dass dieses Gestein ebenso wie das vorige kein granitisches, sondern ein dioritisches ist. Es hat in diesen Eigenthümlichkeiten eine auffallende Aehnlichkeit mit den Klausener Gesteinen.

Bezüglich seiner systematischen Stellung kommen als verwandte Typen in Betracht: Proterobas, dafür würde allenfalls die elementare Zusammensetzung stimmen, namentlich die Verbindung von Pyroxen mit Amphibol, aber es fehlt die diabasische Structur; Epidiorit, da ist jedoch die Hornblende durchweg faserig und gegenüber Pyroxen im Uebergewicht, zudem besitzt der Epidiorit auch Diabasstructur; Kersantit, davon weicht namentlich die durchaus entschieden körnige

Digitized by Google

Structur ab. Zudem enthalten die genannten Gesteine Augit anstatt Diallag. Mit den Diabasen hätte unser Gestein gemein die scharf ausgebildeten Feldspathe, doch bilden dieselben niemals freie Leisten, sondern Aggregate, und sind auch die farbigen Gemengtheile für Diabas zu selbständig gestaltet; es fehlt also eigentliche Diabasstructur, und haben wir in Bezug auf Zusammensetzung zu grosse Acidität infolge des Quarz-Orthoklas-Grundes.

Nach allen seinen Eigenschaften gehört unser Gestein, wie gesagt, zu der dioritischen Reihe und, da die Hornblende wesentlich durch diallagartigen Pyroxen vertreten wird, hat man es mit einem Gabbrogestein zu thun, wie schon das makroskopische Aussehen vermuthen liess. Der Quarzgehalt begründet die Bezeichnung Quarz-Gabbro, das Auftreten von Hornblende aber Hornblende-Gabbro oder Diorit-Gabbro, und der wenn auch spärliche rhombische Pyroxen ergibt eine Verknüpfung mit den Noriten. Dadurch nun wird man abermals, und zwar recht lebhaft, an die Gesteine von Klausen erinnert, unter welchen auch Diallagbeimischung beobachtet worden ist. Ein gutes Beispiel hierfür lieferte mir ein Dünnschliff des von Teller und John[1]), später von Cathrein[2]) beschriebenen Norits vom Oberhofer.

Die Vergleichung der dioritischen Gesteine von Klausen überzeugt von deren grosser Aehnlichkeit mit dem Vahrner Gestein vermöge Structur und Zusammensetzung. Wir finden nämlich alle Einzelnheiten wieder; so den Orthoklas-Quarz-Grund, dieselben Plagioklasformen, die compacte und faserige Hornblende, den rhombischen und diallagartigen Pyroxen, Biotit und Erz. Durch die Ausbildungsweise der Plagioklase in Leistenaggregaten, des Orthoklases neben ersteren, durch die Vergesellschaftung von Pyroxen mit Hornblende und Uralit gleichen auch die Monzonite unserem noritischen Quarzhornblende-Gabbro von Vahrn. Verwandte Gesteine dürften schliesslich nach der Beschreibung von Stache und John jene von Val Forno, Val di Cedeh, Val di Zebrü und der Moräne des Suldenferners[3]) sein.

[1]) Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanstalt. 1882, XXXII, 589.
[2]) Neues Jahrbuch f. Min. etc. 1890, I, 80.
[3]) Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanstalt. 1879, XXIX, 336.

Digitized by Google

III. Kleinkörniges Gestein von Vahrn.

Makroskopische Beobachtung.

Das Gestein zeigt ein durchaus körniges Gefüge und gleicht diesbezüglich etwa einem Granit von feinem Korn. Allein der Biotit erscheint nur untergeordnet und verwachsen mit einem vorherrschenden, am meisten auffallenden Bestandtheil von grüner Farbe und lebhaftem Glanz seiner Säulchen. Makroskopisch ist dieses Mineral nicht bestimmt zu erkennen, man darf es nur als amphibol-pyroxenisches Gesteinselement betrachten. Den Quarz sieht man nicht hervortreten, sondern kann höchstens graue Körnchen, die mit Feldspath verwachsen sind, dafür ansprechen. Die farbigen Gemengtheile liegen in einem weisslichen Grunde, aus dem einzelne Feldspathleistchen aufblitzen.

Im ganzen und grossen erinnert dieses Gestein an das erstbeschriebene von der Schlucht La Presa, und auch seiner Zusammensetzung und Structur nach passt es am besten in die Reihe der dioritischen Gesteine, mit deren Vorkommnissen bei Klausen grosse Aehnlichkeit besteht. Doch wäre die Annahme einer Herkunft der Vahrner Gesteine von Klausen unberechtigt, da letzteres Vorkommen weiter thalabwärts und durch einen hohen Gebirgskamm vom Thale Schalders getrennt ist, in dessen Gebiet sich, da auch eine weitere Herkunft nicht anzunehmen ist, eine eigene noch unbekannte Lagerstätte von dioritischen Gesteinen befinden muss. [1])

Neben diesem Typus, zu dem ich den Dünnschliff untersuchte, lagen mir mehrere ähnliche Proben von Vahrn vor, welche sich durch Korngrösse, Vorwalten von Biotit gegen die anderen farbigen Elemente und bessere Ausbildung der Feldspathe unterscheiden.

Mikroskopische Untersuchung.

Wir sehen wieder einen wasserhellen Grund, welcher aus Quarz besteht, und darin sind die anderen Bestandtheile eingelagert.

[1]) Während der Drucklegung dieses Aufsatzes habe ich das Anstehende der Vahrner Gesteine aufgefunden. Ich werde demnächst über ihre Lagerungsverhältnisse berichten.

Digitized by Google

Am meisten fällt der Feldspath auf, der vorwiegend in deutlich begrenzten säuligen Krystallformen ausgebildet ist. Der Feldspath ist durchwegs gestreift, also ein trikliner. Die Auslöschung wurde an symmetrisch orientirten Zwillingslamellen gemessen und gab Maximalschiefen von 30°, welche zunächst auf Labrador hindeuten würden. Orthoklas konnte diesmal keiner nachgewiesen werden. Die Zersetzungsmassen sehen gerade so aus wie beim ersten Gestein; sie sind ein Haufwerk graulicher, scharf berandeter Körner von Saussurit und irisirender Schuppen von Muscovit, was ja nach der Natur der Plagioklase erklärlich ist. Die Zersetzung ist oft eine centrale mit frischen Randzonen. Das Gestein stimmt in Bezug auf Structur mit dem früheren überein. Der Plagioklas hat sich zuerst abgesondert in deutlichen Krystallen und der Quarz bildet einen die Zwischenräume ausfüllenden Grund.

Rhombischer Pyroxen mit stets gerader Auslöschung kommt in verschiedener Ausbildung vor. Erstlich ein gelblicher, pleochroitischer, dessen parallel der Längsaxe und Faserung schwingende Strahlen dunkler grünlichgelb bis braun, während die dazu senkrechten heller blassgrün erscheinen. Es scheint ein eisenreicher Bronzit oder Hypersthen zu sein. Er ist randlich verwachsen mit Hornblende und Biotit. Es hat sich also der Pyroxen zuerst gebildet. Zum Theil ist er ganz frisch, häufig auch in Bastit verwandelt mit welliger Querabsonderung, uralitähnlicher Faserung und blasseren Farben, nämlich grasgrün parallel der längeren Axe, normal dazu hingegen graugrün. Er geht in den vorher genannten über; in einem und demselben Individuum kann man beide Färbungen unterscheiden. Der Bastit zeigt Spheneinschlüsse. Manchmal ist rhombischer Pyroxen ganz farblos und dürfte daher Enstatit sein.

Häufig ist der rhombische Pyroxen mit monoklinem oder Augit verwachsen. Derselbe ist farblos, ohne Pleochroismus, mit ausgezeichneten Polarisationsfarben und Auslöschung von etwa 35°. Auf Querschnitten zeigt er das charakteristische, nahezu rechtwinklige Spaltungsnetz und die achtseitige Combination $\infty P\infty$ (010) . ∞P (110) . $\infty P\infty$ (100). Die Längsschnitte zeigen undeutliche Endigung.

Die über die Pyroxene vorwiegende Hornblende ist meist grün mit Pleochroismus und Absorptionsunterschieden in der Weise, dass sie in Querschnitten bei Schwingungen parallel der Axe *a* hellgrün, parallel *b* dunkelgrün, in Längsschnitten parallel *c* dunkelgrau-

Digitized by Google

grün und senkrecht dazu hell gelblichgrün erscheint. Da die Hornblende manchmal mit blasseren Uebergängen fast farblos auftritt, so ist dieselbe vom monoklinen und rhombischen Pyroxen am besten durch die kleine Auslöschungsschiefe und das rhombische Spaltennetz zu unterscheiden. Sie tritt in selbständigen Krystallen von rhombischem oder sechsseitigem Querschnitt, in Zwillingen und mit Zwillingslamellen auf, dann in unregelmässigen Körnern, auch schilfartig. Parallele Verwachsungen mit den anderen farbigen Bestandtheilen, als rhombischen Pyroxenen, Bastit, Augit und Biotit, sind häufig. In einzelnen Fällen scheint es, als ob die Hornblende in Biotit überginge.

Der Biotit zeigt den gewöhnlichen Charakter. Er ist etwas chloritisirt und enthält viele weisse Einlagerungen oder Linsen parallel zur Basis, welche nach ihrer Polarisation für Epidot zu halten sind. Der Biotit enthält sehr viel Titaneisen in Leisten und rhombischen, sowie sechsseitigen Schnitten. Dasselbe zeigt Umwandlung in Titanit und ruft wieder „Holzstructur" hervor. Der grösste Theil des Titaneisens ist im Glimmer eingeschlossen, wenn gleich auch die Hornblende solches enthält. Der Biotit ist oft einheitlich und primär mit Hornblende so verwachsen, dass die Hornblende von einem Biotitkrystall umwachsen erscheint, wobei häufig $0P$ (001) des Biotits parallel ist $\infty P\infty$ (100), seltener parallel ∞P(110) oder $\infty P\infty$ (010) der Hornblende. Ausserdem fanden sich auch gesetzlose Verwachsungen. Ausser dem Titaneisen findet sich auch Apatit in Glimmer und Hornblende eingeschlossen. Apatit kommt in langen Nadeln im Quarze häufig vor mit deutlich sechsseitigen Durchschnitten. Selten sieht man im Quarz stark brechende, lebhaft polarisirende Säulchen von Zirkon.

Der Quarz hat das gleiche Aussehen wie in den früher untersuchten Gesteinen, also Nahtstructur, Einschlüsse von Flüssigkeit und aller anderen Gemengtheile.

Wir haben sohin folgende Bestandtheile: Plagioklas, rhombische Pyroxene mit Bastit, Augit, Amphibol, Biotit mit Chlorit, Quarz, Titaneisen, Apatit und Zirkon. Dieser Zusammensetzung und Structur nach können wir in Anbetracht der rhombischen Pyroxene das Gestein zu den Noriten stellen und, da Hornblende hinzutritt, es als quarzigen Hornblende-Norit oder Norit-Diorit be-

Digitized by Google

zeichnen.[1]) Will man jedoch die Bezeichnung Norit vermeiden, so wäre auch der Name Quarz-Bronzit-Diorit zutreffend.

Das Gestein stimmt mit den von John und Teller[2]) untersuchten Klausener Gesteinen auffallend überein. Das Vorhandensein der Hornblende stört diese Aehnlichkeit nicht, nachdem zuerst Cathrein[3]) und bald darauf auch Lossen[4]) auf diese von Teller und John übersehene und geradezu geleugnete Hornblende[5]) in den Gesteinen von Klausen aufmerksam gemacht haben. Auch die Vertretung des rhombischen Pyroxens durch monoklinen (Augit) kehrt bekanntlich bei den Klausener Gesteinen wieder.[6])

Ueberblickt man zum Schlusse vorliegende Abhandlung, so lassen sich deren Ergebnisse in folgende Punkte zusammenfassen:

1. Die drei beschriebenen Gesteine sind ausgewählte Typen und naturgemäss zusammengehörig; dies beruht auf deren Bestand und Structur; stets erscheint gut entwickelter Plagioklas mit compacter, sowie spreuiger Hornblende, Biotit und Erz, in deren Lücken körniger Quarz oft mit Orthoklas, häufig in Vertretung von Amphibol rhombische und monokline Pyroxene.

2. In dieser Zusammensetzung und Structur, sowie im Wechsel der Bestandtheile prägt sich der dioritische Charakter aus, der nicht nur dem eigentlichen Diorit, sondern auch dem Norit und Gabbro zukommt, welche Gesteine man insgesammt als dioritische bezeichnen kann, analog den diabasischen, wozu Diabase, Proterobase, Epidiorite u. a. gehören.

3. Gerade diesen dioritischen Charakter, welcher zwischen dem granitischen und diabasischen liegt, offenbaren aber, wie die Vergleichung mit den vorliegenden erweist, die Gesteine von Klausen, welche daher mit Recht als dioritische zu bezeichnen sind.

4. Das Vahrner Gestein III ist ein Vertreter eines neuen Vorkommens von Klausener Gesteinen und liefert als typischer Norit-Diorit eine weitere Bestätigung für den Hornblendegehalt dieser noritischen Gesteine und für ihre Uebergänge in eigentliche Diorite.

---

[1]) Neues Jahrb. f. Mineralogie etc. 1890, I, 80.
[2]) Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanstalt. 1882, XXXII, 589.
[3]) Neues Jahrb. f. Mineralogie etc. 1890, I, 77 und 80.
[4]) Jahrb. der königl. preussisch. geolog. Landesanstalt für 1889, pag. 296.
[5]) Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanstalt. 1882, XXXII, 591.
[6]) Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanstalt. 1882, XXXII, 644.

Digitized by Google

5. Das Vahrner Gestein II, ein anderer Typus dieser neuen Lagerstätte dioritischer Gesteine, erweist sich als entschiedener Gabbro, wie solcher unter den Klausener Gesteinen nicht bekannt ist; damit wäre auch die Verbindung zwischen Diorit, Norit und Gabbro hergestellt.

6. Das Valsugana-Gestein I ist als eigentlicher Diorit ein Prototyp einer von dem Klausener Vorkommen weit entfernten, neuen Lagerstätte von dioritischen Gesteinen gleicher Art wie gewisse Klausener. Diese Valsuganaer Diorite wurden zum Theil für Granit gehalten.

7. Bezüglich der Begleitgesteine besteht eine Analogie zwischen den Dioriten von Valsugana und Klausen; es finden sich auch im Suganathale porphyrische Glieder in Gestalt schmaler grüner Porphyritgänge in der Nähe des Diorites.

8. Eine andere Analogie liegt in der Nachbarschaft des Astagranites, welcher durch Uebergangsglieder mit den Dioriten von Valsugana verbunden erscheint. So kommen auch die Klausener Gesteine durch ihr Auftreten bei Vahrn in die Nähe des Brixener Granites, wogegen Uebergänge hier natürlich fehlen, da dieser Granit hornblendefrei ist.

Innsbruck, im Mai 1892.

Digitized by Google

II. Zur genauen Kenntnis der Phonolithe des Hegaus.

Von **H. P. Cushing** und **E. Weinschenk** in München.

Die phonolitischen Gesteine des Hegaus haben schon früh das Interesse der Geologen erregt; die Art ihres Auftretens, die Verbindung mit mächtigen Tuffmassen und der Zusammenhang mit den benachbarten Basalteruptionen wurden auf's genaueste untersucht und von einer Anzahl der angesehensten Geologen zum Gegenstand eingehender Studien gemacht. Nicht in derselben Weise wurden die petrographischen Verhältnisse dieser Gesteine durchforscht, und trotz mehrfacher Bearbeitung von verschiedenen Gesichtspunkten aus herrscht doch noch grosse Unklarheit über die Auffassung dieser zum Theil ganz eigenartigen Gesteine und über ihre Stellung im System.

Ein sehr reichhaltiges Material, welches der eine von uns während eines längeren Aufenthaltes in dem Gebiete gesammelt hat, ergab schon bei flüchtiger Beobachtung eine Anzahl von Resultaten, welche eine eingehende, erneute Bearbeitung der Gesteine von petrographischem Standpunkte aus wünschenswert machte.

Ueber das geologische Auftreten der hier behandelten Gesteine brauchen wir hier wohl keine näheren Angaben zu machen, da dasselbe von Fraas[1]), Schalch[2]) u. A. in allen Details studirt wurde; wir können uns damit begnügen, auf die Arbeiten derselben hinzuweisen.

Für unsere Untersuchungen standen uns Phonolithe zur Verfügung von Mägdeberg, Schwindel, Hohenkrähen, Staufen, Hohentwiel und Gonnersbohl, wo dieselben anstehend getroffen wurden, sowie aus einem Wäldchen hinter Duchtlingen und vom Pleeren (die Localität ist auf den Karten als Schoren bezeichnet, heisst aber in der Gegend allgemein Pleeren), wo

[1]) Erläuterungen zum Blatt Hohentwiel der geologischen Karte von Württemberg.

[2]) Beiträge zur geolog. Karte der Schweiz. 19. Lieferung, II. Theil, 1883, 92.

Digitized by Google

Material von einzelnen losen Blöcken gewonnen werden konnte, dessen grosse Frische besonders auffällig ist. Tuffe wurden gesammelt an verschiedenen Hügeln zwischen Mägdeberg und Hohenkrähen, auf dem westlichen Ausläufer des Hohentwiel, auf dem Pleeren, sowie an verschiedenen Punkten des Rosenegg, welche durch Steinbrüche zugänglich gemacht sind. Von neueren petrographischen Arbeiten, welche sich zum Theil mit den mikroskopischen, zum Theil mit den chemischen Eigenschaften der Hegauphonolithe beschäftigten, sind zu nennen die Arbeiten von Föhr[1]) und Bernath[2]), von welchen der erstere hauptsächlich vom chemischen Gesichtspunkte aus die Haupttypen der in dem Gebiete auftretenden Gesteine einer näheren Untersuchung unterzog, während die Arbeit des letzteren auf die Gesteine des Hohentwiel beschränkt ist und die übrigen nur ganz kurz erwähnt. Die ersten Angaben über die mikroskopische Beschaffenheit dieser Gesteine gibt Zirkel[3]), welcher einige derselben beschreibt und sehr treffend charakterisirt. Doch waren die optischen Hilfsmittel damals noch beschränkt und es mangelte in jener Zeit auch die Uebung und die systematische Uebersicht, so dass es nur diesen Factoren zuzuschreiben ist, wenn den Untersuchungen Zirkel's neue Beobachtungen anzufügen sind.

Die hier in Betracht kommenden Phonolithe sind, wie Föhr sehr richtig betont, äusserst abweichend von einander ausgebildet, und schon makroskopisch ist es leicht, die verschiedenen Vorkommnisse, wenigstens in typischen Stücken, von einander zu unterscheiden. Andererseits allerdings sind wieder die Gesteine von einer und derselben Kuppe makroskopisch so verschieden ausgebildet, dass man kaum an eine Zusammengehörigkeit denken möchte; doch sind die Verschiedenheiten hier im allgemeinen mehr in den verschiedenen Stadien der Verwitterung begründet, in welchen sich die einzelnen Stücke befinden. Dass aber auch andere, tiefgreifende Unterschiede an zusammenvorkommenden Gesteinen zu beobachten sind, dafür ist der kleine Staufen, welcher nordwestlich vom Hohentwiel sich

---

[1]) Föhr, Die Phonolithe des Hegaus mit besonderer Berücksichtigung ihrer chemischen Constitution. Inaug.-Diss. Würzburg 1883.

[2]) Bernath, Beitrag zur Kenntnis des Noseanphonoliths vom Hohentwiel im Höhgau. Inaug.-Diss. Bern 1877.

[3]) Zirkel, Ueber die mikroskopische Zusammensetzung der Phonolithe. Pogg. Ann. 1867, CXXXI, 298.

Digitized by Google

erhebt, ein schlagender Beweis. Die dort anstehenden Gesteine gehören zwei verschiedenen Unterabtheilungen der Phonolithe an.

Der Zustand, in welchem sich die Gesteine befinden, ist in sehr vielen Fällen derjenige weitgehender Verwitterung und Zersetzung, was ja an Gesteinen, die einen hohen Gehalt an Hauynmineralien aufweisen, keineswegs auffallend ist. Doch gelang es, von einzelnen Varietäten auch vollkommen oder wenigstens nahezu frische Handstücke zu erhalten, deren Untersuchung natürlich für die Erkenntnis der Gesteine von besonderem Werte war. Die Structur der Gesteine ist makroskopisch gewöhnlich porphyrisch, indem grössere Krystalle von Sanidin und Hauyn in einer in frischem Zustand dunklen, nicht selten ölartig glänzenden Grundmasse liegen. Bei beginnender Zersetzung verliert sich die dunkle Farbe, sowie der für Phonolithe charakteristische Glanz immer mehr, und schliesslich gehen Gesteine von lichtbräunlichen oder grünlichgrauen Farben daraus hervor, welche ein mehr trachytisches Aussehen besitzen. Nur selten tritt die Porphyrstructur in den Hintergrund, wie an den splitterigen Gesteinen des Mägdebergs und an den von vielen Spalten und Klüften durchzogenen Vorkommnissen des Staufen. In frischem Zustande — das frischeste von allen Gesteinen ist dasjenige, welches von einem Findling am Pleeren geschlagen wurde — sind die Phonolithe im höchsten Grade splitterig und spröde, ein kurzer Schlag genügt, um einen grösseren Block in scharfe Scherben zu zerschlagen; die Gewinnung eines Handstückes ist bei den frischesten Varietäten deshalb mit besonderen Schwierigkeiten verknüpft. Die fortschreitende Verwitterung verwischt diese Eigenschaft mehr und mehr, und die Gesteine werden zum Theil sehr hart und zähe.

Die mikroskopische Untersuchung ergibt, dass die Zusammensetzung der Gesteine sowohl in qualitativer als in quantitativer Beziehung sehr verschieden ist. Als charakteristische primäre Mineralien finden sich in den verschiedenen Vorkommnissen Sanidin, Nosean, Hauyn, Nephelin, Leucit, Augit und Aegirin, zu welchen als accessorische Biotit, sowie Titanit, Apatit und Zirkon hinzutreten.

Der Sanidin findet sich wohl in allen Gesteinen in zwei Generationen, von welchen die erste zumeist die grössten Bestandtheile des Gesteines — über 1 Centimeter lang — bildet, in einzelnen Fällen aber sehr in den Hintergrund treten kann, während die

Digitized by Google

zweite in der Grundmasse immer vorherrscht. Die Einsprenglinge haben meist nach *M* tafelförmigen Habitus, oder sie sind mehr prismatisch ausgebildet. Die Spaltbarkeit des Sanidins ist, entgegen der gewöhnlichen Art der Ausbildung, fast stets in vielen, scharfen Rissen // *OP* zu erkennen; Zwillinge nach dem Karlsbader wie nach dem Bavenoer Gesetz sind nichts Seltenes. Die optischen Verhältnisse dieses Minerals sind durchaus normal, charakteristisch ist der stets sehr kleine Axenwinkel, welcher jedoch nie bis auf 0° herabsinkt. Auffallend und auch schon häufig betont ist der grosse Reichthum an Einschlüssen, welche diese Krystalle beherbergen, von welchen Glaseinschlüsse, sowie solche von Nosean und Augit die häufigsten sind; daneben finden sich noch Apatit und Titanit.

Von besonderem Interesse sind unter den Einschlüssen mikroskopische Nädelchen, mit welchen einige von den Sanidinen, namentlich am Hohentwiel und Hohenkrähen, ganz durchspickt sind, und welche schon von Zirkel[1]) erwähnt werden; dieselben sind auch in der Grundmasse ziemlich häufig zu finden. Die optischen Eigenschaften derselben, starke Licht- und Doppelbrechung, sowie eine Auslöschungsschiefe von etwa 45° scheinen für ein augitähnliches Mineral zu sprechen; Färbung ist an den meisten nicht zu erkennen, nur einzelne etwas grössere Individuen erscheinen lichtgrünlich, einem Diopsid oder Malakolith nicht unähnlich; jedenfalls sind gut bestimmbare Krystalle desselben Minerals in keinem der Phonolithe vorhanden. Ob diese Nädelchen identisch sind mit denjenigen, welche bei der künstlichen Darstellung des Nephelins, besonders wenn derselbe durch Einwirkung von Fluoriden erhalten wird, entstehen, muss dahingestellt bleiben. Neben diesen blassgrünen bis farblosen, winzigsten Nadeln finden sich aber auch Augite als Einschlüsse, welche mit dem gewöhnlichen Augit des Gesteins vollständig übereinstimmen. Die individualisirten Einschlüsse und namentlich die Nädelchen ordnen sich sehr gerne zonal an, und besonders häufig ist um einen einschlussfreien Kern eine Randzone mit Hunderten der kleinen Nädelchen zu beobachten.

Die Sanidinkrystalle sind sehr widerstandsfähig und haben auch in sehr zersetzten Gesteinen ihre Frische und ihr glasiges Aussehen gewöhnlich nicht eingebüsst; wohl sind nicht selten in

[1]) l. c. 322.

Digitized by Google

solchen Fällen auf den Rissen Zeolithe oder Calcit infiltrirt worden, jedoch ohne den Feldspath selbst in Mitleidenschaft zu ziehen. Nur ganz ausnahmsweise ergreift, etwa von einem eingeschlossenen Hauynmineral ausgehend, die Zeolithisirung auch den Sanidin, so dass zuletzt nur noch einige Flecken übrig bleiben, welche im polarisirten Licht erst ihre Zusammengehörigkeit erkennen lassen; in dem Gestein vom Gonnersbohl geht diese Zersetzung in etwas anderer Weise vor sich, indem dort aus dem Sanidin eine schmutzig bräunliche Masse entsteht. Die Sanidine der Grundmasse erscheinen in den Dünnschliffen in kurz rectangulären Durchschnitten, wie es für die Phonolithe gewöhnlich ist; nur in dem Gestein vom Gonnersbohl, welches überhaupt den Uebergang zu den Trachyten vermittelt, sind die Feldspathdurchschnitte mehr leistenförmig und erscheinen fluidal angeordnet. Ein trikliner Feldspath konnte weder unter den Einsprenglingen, noch in der Grundmasse aufgefunden werden.

Nach dem Feldspath die wichtigsten Gemengtheile, welche gleichfalls in allen Phonolithen ohne Ausnahme vorkommen, sind die Mineralien der Hauyngruppe. Auch diese finden sich fast immer in zwei Generationen, von welchen die eine sich durch Grösse sowohl als durch die Art ihrer Ausbildung als intratellurische Krystallisation charakterisirt. Von diesen in Form von Einsprenglingen auftretenden Krystallen sind scharf getrennt kleine, derselben Gruppe angehörige Mineralindividuen, welche einen Bestandtheil der Grundmasse bilden und sicher den jüngsten Perioden der Gesteinsverfestigung angehören. Gerade das Vorkommen der Hauynmineralien in zwei Generationen, welches bis jetzt vollkommen übersehen wurde, und welchem, wie die Folge zeigen wird, eine besondere classificatorische Bedeutung zukommt, muss betont werden, da noch Rosenbusch[1]) angibt, dass diese Mineralien nur in einer älteren Generation vorhanden seien.

Die grösseren Einsprenglinge, welche der Gruppe des Hauyns angehören, sind stets farblos und haben nicht selten die charakteristische Mikrostructur, besonders häufig ist der dunkle Rand zu beobachten, doch kommen auch Einbuchtungen der Grundmasse und

[1]) Rosenbusch, Mikroskopische Physiographie der massigen Gesteine. Stuttgart 1887, 614.

Digitized by Google

die charakteristischen stabförmigen Einschlüsse oft genug vor. Mittelst mikrochemischer Reactionen lässt sich leicht der Nachweis eines hohen Kalkgehaltes erbringen, wodurch das Mineral als Hauyn erkannt wird. In allen Gesteinen, welche uns zur Verfügung standen, ist dieses Mineral vollständig zersetzt, mit einziger Ausnahme des Phonoliths vom Pleeren; in diesem sind die Durchschnitte vollständig frisch und erlauben ein genaues Studium ihrer Mikrostructur. Die optischen Verhältnisse sind durchaus normal, Anomalien wurden nicht beobachtet. In allen anderen Gesteinen aber ist der Hauyn, wenn auch die übrigen Mineralien frisch sind, der Zersetzung anheim gefallen, und zwar ging diese in zweierlei Weise vor sich; die häufigere Umwandlung ist diejenige in Zeolithe, von welchen vermuthlich der Natrolith überwiegt, während weniger oft an Stelle derselben sich eine amorphe steinmarkähnliche Substanz aus dem Hauyn bildete, beides Vorgänge, welche auch sonst sehr häufig nebeneinander verlaufen. Die Zersetzung macht alle Structurverhältnisse des Minerals unkenntlich und verwischt häufig auch die in frischem Zustande stets sehr scharfen Umrisse. Diese Krystalle, welche theilweise eine verhältnismässig bedeutende Grösse — 3 bis 4 Millimeter Durchmesser — erreichen können, charakterisiren sich schon dadurch, dass sie in der Form von Einschlüssen im Sanidin nichts Seltenes sind, als ein sehr frühes Ausscheidungsproduct. Von diesen grösseren Individuen theils durch ihre Widerstandsfähigkeit gegen die Zersetzung, theils auch durch die Art ihrer Ausbildung und ihre Färbung scharf geschieden sind die kleinen Krystalle, welche meist einen sehr bedeutenden Gemengtheil der Grundmasse ausmachen; ihre Structur ist merklich einfacher, indem wohl der dunkle Rand nicht allzuselten auftritt, die Strichsysteme und Corrosionen etc. aber nicht beobachtet werden konnten. Der Unterschied zwischen den beiden Hauynmineralien, welcher in sehr vielen Gesteinen schon durch die verschiedene Frische derselben deutlich wird, lässt sich am besten an dem Gestein vom Pleeren klarlegen, wo beide gleichmässig frisch sind. Wenn man nämlich Dünnschliffe dieses Gesteines erhitzt, so färben sich die kleinen Krystalle rasch intensiv blau, während die grösseren stets farblos bleiben und sich auch durch Glühen in Schwefeldampf nicht färben lassen, sondern nur trüb werden. Nur eine schmale Randzone, welche man bei einzelnen, gewöhnlich um die schwarze Zone herum, bemerkt, und

Digitized by Google

welche sich schon dadurch als eine spätere Fortwachsung erweist, nimmt bei diesem Verfahren gleichfalls blaue Farbe an. Die mikrochemische Reaction, welche mit sorgfältig ausgelesenen Splittern der blaugefärbten Krystalle ausgeführt wurde, ergab nur Spuren von Kalk und Chlor, die kleinen Krystalle der Grundmasse sind eigentlicher Nosean. In einigen Vorkommnissen, so in dem im Wäldchen hinter Duchtlingen aufgefundenen Gestein und in einigen Varietäten vom Hohentwiel und Mägdeberg, sind die kleinen Kryställchen schon an und für sich schön blau gefärbt, eine Erscheinung, welche auf locale pneumatolytische Processe während der Erstarrung des Gesteins hinweist. Auch der Nosean tritt wie der Hauyn stets in wohlbegrenzten Krystallen auf, und nur durch eintretende Umwandlung können auch hier die Umrisse unscharf werden. Der Einfluss der Atmosphärilien und anderer bei der Gesteinszersetzung thätiger Agentien ist viel geringer auf die kleinen Noseankrystalle, weshalb dieselben in vielen Gesteinen vollständig frisch erhalten sind. Nur in sehr stark zersetzten Gesteinen ist die Umwandlung so weit fortgeschritten, dass auch die Noseane in Zeolithe umgebildet erscheinen; es wird dabei zunächst die blaue Farbe fleckig, geht dann in ein schmutziges Grün über und verliert sich endlich ganz. Das Mittel, welches hier angewandt wurde, um Hauyn und Nosean zu unterscheiden, ist natürlich nicht in allen Fällen anwendbar; jedenfalls aber wurde dadurch constatirt, dass die bisherige Gepflogenheit, die blauen Varietäten als Hauyn, die farblosen als Nosean zu bezeichnen, unrichtig und eher das Gegentheil richtig ist. Die einfache Ueberlegung, dass das natürliche Ultramarin ein *Na*-Silicat[1]) ist, macht es an und für sich wahrscheinlich, dass der reine Nosean viel eher blau erscheint als der *Ca*-reiche Hauyn. Indess ist die blaue Farbe auch an verschiedenen Vorkommnissen von echtem Hauyn in der Natur zu beobachten.

Von Bisilicaten finden sich nur Mineralien der Pyroxengruppe in weiterer Verbreitung, und zwar sind auch bei diesen zwei Generationen zu unterscheiden, welche gleichfalls verschiedenen Arten angehören. In Form von Einsprenglingen findet sich ein Pyroxen, welcher in seinen Eigenschaften am besten mit dem

[1]) Vergl. Brögger und Bäckström, Die Mineralien der Granatgruppe. Zeitschr. f. Kryst. XVIII, 209.

Digitized by Google

„Augite vert“[1]) von Michel Lévy und Lacroix übereinstimmt, welcher ein Zwischenglied zwischen dem gewöhnlichen Augit und dem Aegirin darstellt. Die optische Orientirung dieses Minerals ist diejenige des Augites $a = \mathfrak{a}$, $b = \mathfrak{b}$, $c = \mathfrak{c}$; dagegen ist kräftiger, dem des Aegirins ähnlicher Pleochroismus vorhanden, welcher ja gewöhnlich den Augit der phonolithischen Gesteine auszeichnet, $\mathfrak{a}$ ist grünlichgelb, $\mathfrak{b}$ rein grün, $\mathfrak{c}$ grün mit einem Stich in's Gelbe. Die Auslöschungsschiefe wurde an vielen Schnitten gemessen, deren Orientirung im convergenten Licht geprüft worden war, und es ergab sich als Maximum eine Schiefe auf dem Klinopinakoid von etwa 30°, ein Wert, welcher für Augit verhältnismässig niedrig ist. Diese Augite, welche jedenfalls durch einen Natriumgehalt ausgezeichnet sind, zeigen zum Theil deutliche Zonarstructur mit violetten bis graulichen Zonen von bedeutend schwächerem Pleochroismus. Die Krystalle sind im Vergleich mit den Sanidin- und Hauynkrystallen ziemlich klein und meist auch recht spärlich vorhanden, local sind sie zu Haufwerken vereinigt; nur in den Gesteinen vom Gonnersbohl und Hohenkrähen erreichen sie etwas bedeutendere Dimensionen. Ihre Umrisse sind stets sehr scharf und die Ausbildung durchaus normal — ∞P, $\infty P\infty$, $\infty \breve{P}\infty$, $0P$ —, die Spaltbarkeit ist an vielen scharfen Rissen deutlich zu erkennen. An Einschlüssen finden sich Glas und Apatit. Gegenüber diesen Augiten, welche zuweilen zu sehr geringen Dimensionen herabsinken, stets aber durch scharfe Krystallform auffallen, ist das Pyroxenmineral der Grundmasse wohl charakterisirt durch das Fehlen einer Endausbildung und sehr geringe Auslöschungsschiefe. Die Durchschnitte senkrecht zur Prismenzone sind sechsseitig, begrenzt durch ∞P und $\infty \breve{P}\infty$, Schnitte aus der Prismenzone sind beiderseits ausgefasert. Die optischen Eigenschaften des Minerals, welches sehr hornblendeähnlich aussieht, sind diejenigen des Aegirins, womit auch sein Verhalten beim Erhitzen stimmt. Die kleinen Grundmassemikrolithen werden nämlich schon bei gelindem Glühen rasch trübe und verlieren ihre Wirkung auf das polarisirte Licht, während die deutlich begrenzten Krystalle des grünen Augits unverändert bleiben. Besonders auffallend ist der ausserordentlich grosse Reichthum an Einschlüssen, welche diese meist winzigen Individuen umschliessen, so dass sie im

[1]) Michel Lévy et Lacroix, Tableaux des minéraux des roches. Paris 1889.

Digitized by Google

Dünnschliff wie durchlöchert aussehen. Diese Einschlüsse sind meist farblos, entziehen sich aber durch ihre geringen Dimensionen einer scharfen Analyse; an einzelnen Präparaten liess sich indess Nephelin unter denselben nachweisen. Die kleinen grün durchsichtigen, pleochroitischen Kryställchen sind gerne zu Büscheln zusammengehäuft und umgeben namentlich häufig kranzförmig die grösseren Einsprenglinge, zumal die von Hauyn.

Neben den bisher besprochenen Mineralien Sanidin, Hauyn, Nosean, Augit und Aegirin, welche in fast allen Hegauphonolithen ziemlich reichlich auftreten, sind noch Nephelin und Leucit zu erwähnen, welche nur für einzelne Vorkommnisse von Wichtigkeit sind. Die Frage, inwieweit der Nephelin in diesen Gesteinen als charakteristischer Gemengtheil vorhanden ist, lässt sich nur sehr schwierig lösen, wenn man sich nicht mit dem landläufigen Mittel der Aetzung mit Salzsäure und Färbung mit Fuchsin begnügen will. Dieses äusserst bequeme Mittel hat aber eine so grosse Menge von Nachtheilen und Schattenseiten, dass es sich sehr fragt, ob damit erhaltene Resultate irgend einen Anspruch auf Glaubwürdigkeit erheben können. Wenn man die Reihe der Mineralien überblickt, welche dieselbe Eigenschaft besitzen wie der Nephelin, mit Salzsäure gallertige Kieselsäure abzuscheiden, so findet man unter denselben eine grosse Menge von solchen, deren Gegenwart in den in Betracht kommenden Gesteinen wahrscheinlich ist, und welche sehr schwer von Nephelin zu unterscheiden sind, wenn es nicht gelingt, die Krystallform oder sichere optische Kennzeichen zu constatiren, so dass der Wert der Methode äusserst zweifelhaft wird. Die in den Phonolithen überhaupt und speciell in den Hegauphonolithen überall vorhandenen Zeolithe z. B. geben zum grössten Theil genau dieselbe Reaction, wobei auch noch aus der Lösung die Kochsalzwürfelchen krystallisiren, welche für Nephelin charakteristisch sein sollen, und dasselbe gilt für Nosean und Hauyn; endlich besitzen Gläser von nahestehender Zusammensetzung dieselbe Eigenschaft, wie verschiedene mit künstlichen Schmelzen angestellte Versuche ergaben. In den Hegauphonolithen mit Ausnahme derjenigen vom Staufen, Mägdeberg und Schwindel war es unmöglich, den Nephelin in irgend in Betracht kommender Menge direct zu beobachten; nach dem Aetzen und Färben allerdings waren stets einzelne unregelmässig begrenzte Partien deutlich roth, und dieselbe Farbe zeigten sowohl die frischen

Digitized by Google

Noseane wie die zersetzten Hauyne. Ob nun die unregelmässigen Partien wirklich Nephelin waren oder ob sie aus Zeolithen bestanden, welche vielleicht Nephelin, vielleicht aber auch einer glasigen Basis ihre Entstehung verdanken, oder aber überhaupt in Lösungen erst eingewandert sind, ob es endlich Nosean oder ein kalkarmes, natronreiches Glas war, darüber gibt dieser Versuch keinen directen Aufschluss. Zu beachten ist aber, dass in dem Gestein vom Pleeren, welches sich durch besondere Frische auszeichnet, ausser einigen in den Aegirin eingewachsenen rectangulären Durchschnitten und den Krystallen von Hauyn und Nosean nur äusserst minimale Partien eine Färbung erkennen liessen, so dass man, auch wenn man das Ganze dem Nephelin zutheilt, dieses Mineral doch nicht für ein das Gestein charakterisirendes erklären darf.[1]) Daraus folgt, dass man trotz der stellenweise reichlichen Färbung im weniger frischen Gestein gar kein Recht hat, die Anwesenheit von Nephelin anzunehmen, dass vielmehr ein grosser Theil der Hegauphonolithe als nephelinfreie, echte Noseanphonolithe wohl charakterisirt ist. Wo der Nephelin in sicherer Weise constatirt werden konnte, wie in den Gesteinen vom Mägdeberg und Schwindel, sowie vom Staufen, findet er sich in den bekannten rectangulären und sechsseitigen Durchschnitten, deren Umrisse aber bei beginnender Zersetzung nicht verwischt, sondern im Gegentheil durch abgelagerte bräunliche Substanz deutlicher erscheinen. Auch dieses Verhalten spricht dafür, dass die unregelmässigen Partien der anderen Gesteine kein Nephelin sind.

Was den Leucit betrifft, welcher sich nur in einem Gestein vom Staufen, daselbst aber in grosser Menge vorfindet, so sind dessen Eigenschaften genügend festgestellt. Die Individuen allerdings sind äusserst klein, und das für Leucit so charakteristische optisch anomale Verhalten konnte, wohl eben wegen der Kleinheit der Krystalle, selbst mit den empfindlichsten Mitteln nicht constatirt werden, aber die eigenthümlich rundlich polyedrische Form, die kleinen, regelmässig angeordneten, runden, schwarzen Glaseinschlüsse und

[1]) Dieses Resultat der mikroskopischen Analyse zeigt wieder recht klar, dass es unzulässig ist, die Mengenverhältnisse der einzelnen Silicatbestandtheile, welche ja jeweilig in ihrer Zusammensetzung so sehr wechseln, aus der Bauschanalyse zu berechnen. So findet z. B. Schalch (l. c. pag. 99) auf diese Weise in dem Hohentwieler Gestein 39 Procent Nephelin.

Digitized by Google

die kranzförmige Umlagerung durch Aegirin sind charakteristisch genug für dieses Mineral.

Von Mineralien, welche stets accessorisch auftreten, sei zunächst der Biotit erwähnt, welcher vereinzelt in allen Gesteinen vorkommt und nur in den Gesteinen vom Hohenkrähen und Gonnersbohl etwas häufiger auftritt. Ueberall zeigt er deutliche Spuren magmatischer Resorption, welche sich zum Theil durch einen einfachen Magnetitrand, theils durch vollständige Umwandlung zu erkennen gibt, so dass in letzterem Fall auf das ursprüngliche Mineral nur durch Analogie geschlossen werden kann.

Ferner tritt in allen Gesteinen accessorisch Titanit auf, welcher im Dünnschliff stets farblos durchsichtig wird und wohlbegrenzte Krystalle bildet. An Einschlüssen finden sich in demselben Apatit und Glas. Der Apatit fehlt gleichfalls nirgends und tritt theils in kleinen scharf begrenzten Nadeln auf, theils in verhältnismässig grossen Individuen mit gerundeten Formen, welche manchmal Zusammenhäufungen bilden, so namentlich in grobkörnigen Ausscheidungen des Phonoliths vom Gonnersbohl. Ausgezeichnet sind die grösseren Apatitkrystalle durch ihren Reichthum an lichten Glaseinschlüssen, wodurch sie manchmal wie gefleckt erscheinen. Verhältnismässig selten sind Kryställchen von Zirkon, während dagegen das schon oben erwähnte farblose Mineral, welches als häufiger Einschluss im Sanidin auftritt, auch in der Grundmasse stellenweise reichlich vorhanden ist und durch kräftige Licht- und Doppelbrechung auffällt. Opake Erze als selbständige primäre Gesteinsgemengtheile sind sehr selten, es finden sich vereinzelt Magnetit und Pyrit. Es mag hier noch ausdrücklich betont werden, dass wir in keinem der Gesteine eine sichere Andeutung gefunden haben, dass Hornblende in demselben vorhanden ist oder jemals vorhanden war; es ist ja möglich, dass einige der Magnetithaufwerke aus diesem Mineral entstanden sind, doch spricht das Aussehen in weitaus den meisten Fällen mehr für eine Entstehung aus Biotit. Auch ein weiterer für viele Phonolithe charakteristischer Gemengtheil, der Melanit, welchen Lepsius[1]) erwähnt, konnte trotz eifrigsten Suchens nicht constatirt werden. Was endlich die Frage betrifft, ob die besprochenen Gesteine eine Basis enthalten, so ist eine Lösung

[1]) Lepsius, Geologie von Deutschland etc. Stuttgart 1892, 719.

Digitized by Google

derselben nicht gerade leicht. Zunächst müssen wir constatiren, dass wir bei der Durchmusterung der grossen Anzahl von Schliffen, welche uns zu unseren Arbeiten zur Verfügung stand, keine Spur einer solchen in unzersetztem Zustand auffinden konnten, wie dies von verschiedenen Seiten angegeben wird; die ganze Masse des Gesteines erschien vielmehr, namentlich bei Anwendung der Gypsplatte, durchaus doppelbrechend. Wenn wir dennoch die Frage nach dem Vorhandensein einer Basis eher im bejahenden Sinne zu beantworten geneigt sind, so gehen wir dabei von folgenden Ueberlegungen aus. Bekanntlich sind die Gläser um sehr vieles weniger widerstandsfähig, als dies bei den individualisirten Mineralien gleicher Zusammensetzung der Fall ist; wenn also, wie in den meisten der Gesteine, die letzteren zum grossen Theile umgewandelt sind, so wird man nicht hoffen dürfen, frische Reste eines Gesteinsglases aufzufinden, dasselbe wird ebenfalls in doppelbrechende Zeolithe umgewandelt sein. Dass allerdings auch in dem Gestein vom Pleeren, welches durch so grosse Frische ausgezeichnet ist, keine Spur einer nichtpolarisirenden Substanz zu beobachten war, mag auffallen; indess sieht man bei genauer Durchmusterung dieses Gesteins, dass auch hier die beginnende Zersetzung zu constatiren ist, welche sich namentlich an einzelnen kleinen Kalkspathkörnern verräth, die man in dem Gestein vorfindet. Wir möchten deshalb diejenigen unregelmässig begrenzten Partien, welche nach der Aetzung Farbstoffe aufsaugen, für die Reste einer ursprünglichen glasigen Grundmasse halten, welche allerdings in nur sehr geringem Maasse vorhanden gewesen sein dürfte. Gestützt wird diese Anschauung noch dadurch, dass in einigen der Gesteine unregelmässig begrenzte Zeolithaggregate zu beobachten waren, in welchen reichlich Gebilde eingebettet lagen, welche man nur als Trichite erklären kann.

An secundären Mineralien sind vor allem vorherrschend verschiedene Zeolithe, von welchen namentlich die eisblumenähnlichen Aggregate von Natrolith hervortreten. Dass auch andere Zeolithe vorhanden sind, machen verschiedene abweichend ausgebildete Partien wahrscheinlich, eine genaue Bestimmung war aber bei den wenig prägnanten Eigenschaften dieser Mineralien nicht möglich. Neben den Zeolithen tritt Calcit nicht selten als Zersetzungsproduct auf.

Der Process der Gesteinsverfestigung, wie er sich an den hier besprochenen Phonolithen abgespielt hat, lässt, wie stets bei por-

Digitized by Google

phyrisch ausgebildeten Gesteinen, zwei Perioden unterscheiden, deren erster die porphyrischen Einsprenglinge, der zweiten die Mineralien der Grundmasse ihre Entstehung verdanken.

Es bilden auch hier Zirkon, Apatit und Titanit, sowie die Erze, soweit solche vorhanden sind, die ältesten Gemengtheile. Ihnen folgen die eigentlichen Einsprenglinge, von welchen der Hauyn das älteste Ausscheidungsproduct darstellen dürfte, welchem die Bildung des grünen Augites und endlich diejenige des Sanidins folgte. Durch diese Ausscheidung ist der äusserst geringe Gehalt des Magmas an Kalk, Magnesia und Eisen[1]) zum weitaus grössten Theile erschöpft worden, so dass eine ausserordentlich alkali- und namentlich *Na*-reiche Schmelze übrig blieb, aus welcher sich in der zweiten Periode der Gesteinsverfestigung nur alkalireiche Silicate, Nosean (Nephelin, Leucit), Aegirin und endlich Sanidin ausscheiden konnten.

Wenn wir nun noch die einzelnen Gesteine eingehender betrachten, so müssen wir verschiedene Typen unterscheiden, von welchen die Gesteine des Hohentwiel, denen sich diejenigen vom Pleeren, aus dem Duchtlinger Wald und in manchen Beziehungen auch die vom Hohenkrähen anschliessen, als Typus des eigentlichen Noseanphonolithes aufgestellt werden können. Die Vorkommnisse vom Mägdeberg und Schwindel stehen durch einen bedeutenden Nephelingehalt zwischen den Noseanphonolithen und den eigentlichen Phonolithen, in Analogie mit den Leucitophyren müsste man sie als Noseanophyre bezeichnen. Vom Staufen rühren zwei Gesteinsvarietäten her, welche grosse Verschiedenheit zeigen, ohne dass bei den wenig guten Aufschlüssen dieser Localität und der Aehnlichkeit beider in ihrem makroskopischen Aussehen der Zusammenhang derselben genauer studirt werden konnte. Das eine ist ein echter Leucitphonolith, während das andere mit einiger Wahrscheinlichkeit als reiner Nephelinphonolith bezeichnet werden kann. Die Gesteine des Gonnersbohl endlich kann man mit gleichem Rechte als hauynführende Trachyte wie als trachytoide Phonolithe bezeichnen, wie auch schon der Unterschied der chemischen Zusammensetzung, namentlich des Verhältnisses von $K : Na$ gegenüber den anderen Phonolithen des Ge-

[1]) Vergl. die Analyse von Föhr am Schlusse dieser Arbeit.

Digitized by Google

bietes beweist.[1]) Eine kurze Charakteristik der einzelnen Gesteine mag diese Unterschiede klarlegen.

Die Gesteine des Hohentwiel sind in frischem Zustand sehr dunkel bräunlichgrüne bis fast schwarze Gesteine von grosser Sprödigkeit und splitterigem Bruch: das frischeste der Gesteine von diesem Typus, welches vom Pleeren stammt, lässt auch noch in grosser Schönheit den für Phonolithe charakteristischen ölartigen Glanz erkennen, welcher an allen Gesteinen des Hohentwiel, auch den frischesten von dorther stammenden Varietäten durch die beginnende Zersetzung mehr oder weniger verwischt ist. Die porphyrische Structur der Gesteine ist meist wohl ausgeprägt, und namentlich sind es oft centimetergrosse Einsprenglinge von Sanidin, welche aus der Grundmasse hervortreten. In den frischen Gesteinen erscheint der Hauyn makroskopisch sehr dunkel, fast schwarz und glänzend, während er in den zersetzten Varietäten helle Farben angenommen hat und matt geworden ist. Unter dem Mikroskop geben sich alle diese Gesteine, welche am Hohentwiel, Pleeren und in dem Wäldchen hinter Duchtlingen gesammelt wurden, und welchen sich das etwas stärker zersetzte Gestein vom Hohenkrähen mit noch mehr ausgesprochener porphyrischer Structur anschliesst, als echte Noseanphonolithe zu erkennen. Einsprenglinge von meist zersetztem Hauyn, kleine Augite und grössere Sanidinkrystalle liegen in einer fast oder ganz holokrystallinen Grundmasse, welche reichlich Nosean und verhältnismässig wenig Aegirin neben vorherrschendem Sanidin enthält. Der Nosean ist in einzelnen Varietäten schon von Natur blau gefärbt und nimmt in den andern, soweit er nicht zersetzt ist, durch einfaches Glühen dieselbe Farbe an.

Das specifische Gewicht dieser Gesteine ist entsprechend dem geringen Eigengewichte der Hauynmineralien ein sehr niederes; für das frische Gestein vom Plören wurde es zu 2·520 bestimmt, die mehr zersetzten Gesteine des Hohentwiel und Hohenkrähen sind aber ohne Ausnahme noch leichter. Bei der Umwandlung werden die Farben der an sich sehr dunklen Gesteine viel lichter, diese nehmen dann röthlichbraune bis grünlichgraue Farben an und verlieren

[1]) Entgegen anderen Angaben müssen wir betonen, dass unsere Gesteinsproben von Gonnersbohl mit Salzsäure stark gelatinirten, entsprechend dem Resultat der mikroskopischen Untersuchung.

Digitized by Google

ihre Sprödigkeit. Die für Phonolithe so charakteristische plattenförmige Absonderung ist gleichfalls erst an den etwas zersetzten Gesteinen wahrzunehmen, die frischen Varietäten brechen ganz unregelmässig eckig und splitterig.

Von diesen Gesteinen unterscheiden sich die Phonolithe vom Mägdeberg-Schwindel zunächst durch das Zurücktreten der porphyrischen Structur. Makroskopisch erscheinen die dunkelschwärzlichgrünen Gesteine nahezu dicht, nur glänzende Spaltflächen einzelner kleiner Sanidinkryställchen sind mit blossem Auge zu unterscheiden. Die grosse Sprödigkeit und den splitterigen Bruch haben sie mit den anderen gemeinsam. Auch unter dem Mikroskop ist der Charakter der Gesteine ein ganz abweichender. Gegenüber dem so reichlichen Auftreten der Hauyneinsprenglinge in den anderen Gesteinen ist die sehr geringe Zahl derselben hier auffällig; die porphyrischen Sanidine dagegen sind in bedeutender Zahl, aber in viel kleineren Individuen ausgebildet. Die Grundmasse besteht aus einer Unzahl zum Theil winzigster Noseankrystalle, welche an den frischeren Vorkommnissen des Mägdeberges ihre bläulichgrüne Farbe noch etwas erhalten haben, während dieselben in den Schwindelgesteinen vollständig zersetzt und in aggregatpolarisirende Substanzen umgewandelt sind. Neben dem Nosean, dessen Individuen hier ausserordentlich geringe Dimensionen annehmen, ist Nephelin ein Hauptbestandtheil der Grundmasse. Dieses Mineral findet sich in wohlbegrenzten Krystallen, in welchen durch die Zersetzung bräunliche Substanzen abgelagert sind. Hiedurch wird ihre Erkennung und namentlich die Unterscheidung von dem grünlichen Nosean und dem gleichfalls reichlich vorhandenen, aber stets frischen, farblosen Sanidin wesentlich erleichtert. Der Aegirin endlich bildet hier besonders kleine Individuen, von welchen die Gesteine bei gewöhnlichen Vergrösserungen wie bestäubt aussehen; bei Anwendung starker Systeme aber ist das Aussehen dieses Minerals ganz wie in den übrigen Gesteinen.

Am Staufen finden sich, wie schon bemerkt, zwei von einander sowohl als von den übrigen Hegaugesteinen abweichende Vorkommnisse, von welchen das eine ein echter Leucitphonolith, das andere wahrscheinlich ein reiner Nephelinphonolith ist. Makroskopisch sind beide nach allen Richtungen zerklüftete, graulichgrüne Gesteine, in welchen einzelne glänzende Feldspathspaltflächen, sowie

Digitized by Google

matte, zersetzte Einsprenglinge von Hauyn zu unterscheiden sind. Das eine Gestein, welches unter dem Mikroskop sich als Leucitphonolith zu erkennen gibt, hat einen matten Bruch, während das andere, gleichfalls ziemlich zersetzte Gestein einen etwas ölartigen Glanz hat. Die mikroskopische Untersuchung ergibt, dass beide Gesteine ziemlich arm an Einsprenglingen von zersetztem Hauyn, von Sanidin und grünem Augit sind, bei beiden ist ferner in der Grundmasse Nosean nicht mit Sicherheit zu erkennen. Dagegen finden sich in dem ersteren derselben reichlich rundlich achtseitige Durchschnitte eines isotropen Minerals, welches durch seine Mikrostructur als Leucit charakterisirt ist, in dem anderen dagegen sind einzelne kleine Individuen eines schwach doppelbrechenden Minerals vorhanden, deren Form man bei stark divergenter Beleuchtung als kurze Rechtecke oder als Hexagone erkennt, Formen, welche für Nephelin charakteristisch sind. Beim Behandeln mit Salzsäure und Fuchsin tritt die Quantität derselben deutlicher hervor, indem dann äusserst massenhaft winzige, scharf begrenzte Krystalldurchschnitte gefärbt erscheinen, dazwischen allerdings sind unregelmässig geformte Partien, welche nach Art einer Zwischenklemmungsmasse auftreten, gleichfalls durch deutliche Färbung ausgezeichnet, eine Erscheinung, welche bei der ziemlich fortgeschrittenen Zersetzung des Gesteins wohl am besten auf die abgelagerten Zeolithe zurückgeführt wird. Die übrigen Hauptgemengtheile der Grundmasse sind auch hier Sanidin und Aegirin.

Das letzte der Gesteine unseres Gebietes, dasjenige vom Gonnersbohl, bildet gleichfalls einen wohlcharakterisirten Typus, indem es von allen übrigen durch das Zurücktreten, respective Fehlen der Nosean-, Leucit- und Nephelinmineralien unterschieden ist. Das Gestein hat makroskopisch eine lichtbräunlich-graue Farbe und sehr ausgesprochene porphyrische Structur, welche an das Gestein vom Hohenkrähen erinnert. An Einsprenglingen treten zersetzter Hauyn, grosse Sanidintafeln, sowie zahlreiche Augitkrystalle deutlich hervor; die Grundmasse hat einen mehr trachytischen Habitus. Unter dem Mikroskop erkennt man, dass die Hauyne, wie gewöhnlich, völlig zersetzt und in Zeolithe umgewandelt sind; auch die Einsprenglinge von Sanidin sind stellenweise zu einem schmutzigbraunen Aggregat umgewandelt, während der Augit vollkommen frisch ist. Die Grundmasse hat trachytische Structur, die reichlichen, langgestreckten Sanidinleisten sind deutlich fluidal angeordnet und die zeolithische

Digitized by Google

Zwischenmasse macht den Eindruck, als ob sie aus einer glasigen Basis entstanden wäre. Ob der Grundmasse auch vereinzelte kleinere Durchschnitte eines zersetzten Hauynminerals angehören, ist nicht zu erkennen, dagegen fehlen Leucit und Nephelin mit ziemlicher Sicherheit. Aegirin ist reichlich und in ziemlich grossen Individuen vorhanden; ebenso ist das Gestein besonders reich an den accessorischen Mineralien Titanit und Apatit. Ein grobkörniger Einschluss in diesem Gestein erinnert makroskopisch an gewisse zersetzte Nephelinsyenite. Unter dem Mikroskop besteht er aus grossen Krystallen des grünen Augites, welche in einer spreusteinähnlichen, aggregatpolarisirenden Grundmasse liegen; besonders auffallend ist der massenhafte Gehalt an Apatit, welcher in diesem Einschluss vorhanden ist. Die rundlichen, gedrungenen Krystalle dieses Minerals enthalten viele farblose Glaseinschlüsse, meist mit mehreren Libellen. Dieser Einschluss wird wohl als eine analoge Bildung mit den Olivinbomben der Basalte aufzufassen sein und in seiner Bildungsart mit den Tiefengesteinen übereinstimmen.

Wenn wir nun nochmals vom systematischen Standpunkt aus die Phonolithe des Hegaus überblicken, so finden wir fast alle Unterabtheilungen dieser Gesteinsclasse vertreten, von den wichtigeren fehlen uns nur die Leucitophyre. Eigentlicher Nephelinphonolith findet sich am Staufen, Leucitphonolith an derselben Kuppe, reiner Noseanphonolith am Hohentwiel und Hohenkrähen anstehend, am Pleeren und im Duchtlinger Wald als Findling; aus Noseannephelinphonolith bestehen Mägdeberg und Schwindel, und endlich findet sich der Typus des trachytoiden Phonolithes an der kleinen Erhebung des Gonnersbohl. Die Variabilität der Gesteine ist also auf dem verhältnismässig kleinen Gebiet eine ausserordentliche. Der Erhaltungszustand derselben ist nicht sehr befriedigend, wie dies bei derartig leicht zersetzlichen Gesteinen natürlich ist; das Auftreten von Natrolith, welcher allenthalben, namentlich am Hohentwiel, Mägdeberg und Hohenkrähen, die Spalten der Gesteine erfüllt, macht auch die mikroskopische Untersuchung in manchen Fällen zu einer nicht sehr zuverlässigen; die Resultate der Bauschanalyse werden natürlich in noch viel höherem Grade beeinflusst. Ueber den Grund dieser Zersetzung, ob es die Nachwirkungen des Vulcanismus in Form heisser Quellen waren, welche die Gesteine kurz nach ihrer Entstehung wieder zerstörten, oder ob es einfache Atmosphärilien

Digitized by Google

waren, welche diese Umbildung zu Stande brachten, ist die Entscheidung nicht gerade leicht, da wirklich tiefgreifende Aufschlüsse nicht vorhanden sind, sondern die gesammelten Gesteine alle von der Oberfläche stammen. Das Vorkommen von frischem Gestein am Pleeren macht es allerdings wahrscheinlich, dass in der Tiefe der Kuppen noch ein Kern frischen Gesteines vorhanden ist, dass also die Zersetzung durch Einwirkung der Atmosphärilien von aussen her vor sich ging. Der Findling vom Pleeren ist aber noch in einer weiteren Beziehung interessant, indem er als Beweis für die Ansicht gelten kann, dass die Tuffhügel des Hegaus in ihrem Innern einen Kern von massigem Gestein bergen. Man wird doch nicht wohl annehmen dürfen, dass der Block von dem in der Luftlinie 6—7 Kilometer vom Fundorte entfernten Hohentwiel durch irgend welche Transportmittel dorthin verfahren worden wäre, da trotz des eifrigsten Suchens an diesem Berge keine auch nur annähernd gleich frische Gesteinsvarietät gefunden werden konnte. Auch die Anschauung, dass es sich dabei um ein etwa in Form eines Auswürflings während der Eruption der Gesteine losgetrenntes Stück handelt, ist unhaltbar, da derartige Bildungen wegen ihres geringen Volumens viel rascher der Zersetzung verfallen als die Hauptmasse; es bleibt also nur die Annahme, dass sich unter der Tuffmasse des Pleeren ein Phonolithkern befindet, dessen mit den Hohentwielgesteinen vollständig übereinstimmender Bestand durch die überlagernden Tuffmassen vor der Zersetzung bewahrt blieb, und von welchem durch irgend einen wieder verschütteten Aufschluss das vorliegende Gestein zu Tage kam; ob auch das im Duchtlinger Wäldchen gefundene Gestein ähnlichen Herkommens ist, dafür sind nicht mit ebensolcher Sicherheit Beweise vorhanden, da dasselbe in seinem Erhaltungszustand mit den Phonolithen des Hohentwiel übereinstimmt. Anderntheils allerdings befinden sich auch hier Tuffe in nächster Nähe, unter welchen ein Phonolithkern anstehen könnte; dazu kommt noch, dass die benachbarten Phonolithe des Hohenkrähen und namentlich des Mägdeberges ganz anders ausgebildet sind.

Zum Schlusse mögen noch die interessanten Tuffe, welche in dem Gebiete und über das Gebiet der eigentlichen vulcanischen Gesteine hinaus, namentlich gegen Süden und Südosten hin, eine grosse Verbreitung besitzen, etwas näher charakterisirt werden. Der Hauptbestandtheil der Tuffe ist eine äusserst feinpulverige Masse, welche selbst im dünnsten Schliff matt und undurchsichtig erscheint,

Digitized by Google

und welche wohl als zersetzte Reste der ursprünglich glasigen, feinen Aschenregen aufzufassen sein dürften. Diese feinen Partikel sind an einzelnen Stellen am Pleeren und Rosenegg die einzigen Bestandtheile der zum Theile stark verhärteten und dann muschelig, aber stets matt brechenden Gesteine. In andern bilden sie die Grundmasse, in welcher dann alle möglichen Mineral- und Gesteinsbruchstücke eingebettet sind, und eine sehr häufige Erscheinung ist es, dass dieselben zu kleinen oder grösseren pisolithischen Gebilden zusammengeballt sind, wie dies namentlich an den weichen, zerfallenden Tuffen des Hohentwiel und Hohenkrähen der Fall ist. Ausser diesen runden Conglomeraten von vulcanischem Aschenmaterial, welche unter dem Mikroskop kaum durchsichtig und structurlos erscheinen, finden sich in denselben Tuffen stellenweise recht häufig andere kugelige Gebilde, welche durch dunkle Farbe, grössere Härte und glänzenden Bruch leicht zu unterscheiden sind. Bei mikroskopischer Betrachtung erkennt man, dass dieselben aus Melilithbasalt bestehen, und zwar sind es keine abgerollten Stücke dieser Gesteine, sondern kleine Auswürflinge, wie sie überall einen integrirenden Bestandtheil der Basalttuffe bilden und durch häufig zu betrachtende centrische Structur verrathen, dass ihre Form durchaus primär ist; in ihrem Auftreten im Gestein, sowie in ihrer Form und — wenigstens theilweise — auch in ihrer Structur erinnern diese Gebilde an die Chondren der Meteoriten. Vielleicht darf man das Vorkommen dieser den benachbarten Basalten angehörigen Lapilli im Phonolithtuff als weiteren Beweis einer zeitlich nicht sehr getrennten Eruption beider Gesteine ansehen.

Sehr verbreitet sind ferner in diesen Tuffen mehr oder minder abgerundete Stücke der verschiedensten Gesteine [1]), welche durch die Eruption aus der Tiefe mitgerissen wurden, und unter welchen namentlich solche von Granit und Gneiss häufig sind. Die Bruchstücke erreichen zum Theil eine bedeutende Grösse, so dass man Handstücke aus den eingeschlossenen Gesteinen schlagen kann; meist jedoch sind sie nicht sehr umfangreich und die Mehrzahl erkennt man erst sicher bei mikroskopischer Untersuchung.

Neben diesen fremden Gesteinsbruchstücken finden sich in den Tuffen einzelne Mineralindividuen, von welchen namentlich braune basaltische Hornblende und Biotit massenhaft auftreten. Das häufige Vorkommen des ersteren Minerals in den Tuffen ist recht auffällig,

[1]) Vergl. die Aufzählung dieser Gesteine bei Schalch l. c.

Digitized by Google

da wir, wie schon oben bemerkt, dasselbe in den Phonolithen selbst nirgends mit Sicherheit constatiren konnten. Man wird wohl annehmen müssen, dass eine vollkommene Resorption dieses Minerals durch das Magma nach der Effusion stattgefunden hat. Eine ganze Anzahl weiterer Mineralien, welche den Phonolithen fremd sind, finden sich in den Tuffen, so z. B. verschiedene Pyroxenmineralien, welche zum Theil einem gemeinen Augit, zum Theil dem Enstatit und Hypersthen und nur untergeordnet dem grünen Augit der Phonolithe selbst angehören. Der sehr lichte bräunlich durchsichtige Augit findet sich häufig in wohlbegrenzten Durchschnitten, während Hypersthen und Enstatit nur in Bruchstücken vorkommen; die seltenen grünen Augite zeigen die gleiche Form wie im Hauptgestein. Auch der Plagioklas, dessen Fragmente in den Tuffen nichts Seltenes sind, ist ein dem Hauptgestein fremdes Mineral. Ob diese Mineralien authigener Entstehung oder aber fremde Einschlüsse darstellen, ist eine Frage, welche durch das Studium der Gesteine nicht gelöst wird. Das reichliche Vorkommen von Sanidinbruchstücken und Krystallen ist bei den zahlreichen Einsprenglingen dieses Minerals im Phonolith nicht auffallend, und ebensowenig kann das vollständige Fehlen des Hauyns bei der weitgehenden Zersetzung befremden, in welcher sich die Tuffe befinden. Die Mineralien der Grundmasse, Nosean, Nephelin, Leucit, Aegirin und die kleinen Sanidinindividuen finden sich, wie es in der Natur der Sache liegt, in den Tuffen nicht. Die Sande und Lapilli, soweit sie nicht intratellurisch gebildete Mineralien umschliessen, scheinen völlig amorph erstarrt zu sein, im Unterschied zu den Lapilli der basischen Gesteine, speciell der Basalte, welche stets einen ziemlich hohen Grad von Krystallinität besitzen.

Die Umwandlungen, welche die Tuffe erlitten haben, sind recht weitgehende, und abgesehen von der Zersetzung der glasigen Aschenbestandtheile und einer Verhärtung des ganzen Gesteins, haben die eingeschlossenen Mineralien weitgehende Veränderungen erlitten. Diese chemischen Processe, welchen auch die bekannten Pseudomorphosen des Roseneggs [1]) ihre Entstehung verdanken, lassen sich überall in den Dünnschliffen verfolgen. Interessant sind davon einzelne Pseudomorphosen von Kalkspath nach Feldspath, sowie die Umwandlung von grünem Augit in Kalkspath, wobei die Form des ursprünglichen Minerals und in letzterem Falle noch Reste des-

[1]) Vergl. A. Lenze, Die Mineralien und Pseudomorphosen des Roseneggs. Jahresh. Ver. vaterländ. Naturk. Württ. 1889. 305.

Digitized by Google

selben erhalten blieben. Am weitesten gehen diese Umwandlungen an den sogenannten Hornsteinknollen, welche in grosser Anzahl in den Tuffen liegen, und welche von Föhr als Phonolithgläser beschrieben werden. Dass Phonolithgläser hierbei nicht vorliegen, folgt, wie auch Rosenbusch in seinem Referat über die Arbeit Föhr's im Neuen Jahrbuch [1]) angibt, direct aus der Vergleichung der von Föhr ausgeführten Analysen des frischen Phonoliths und des Hornsteines, welche unter Weglassung unwichtiger Bestandtheile zum besseren Verständnis hier wiederholt werden mögen.

	Phonolith vom Hohentwiel	„Phonolithglas" Hornstein		Phonolith vom Hohentwiel	„Phonolithglas" Hornstein
SiO_2 . .	55·01	73·45	MgO . .	0·13	0·06
Al_2O_3 . .	21·67	10·11	Na_2O . .	9·78	3·94
Fe_2O_3 . .	1·95	1·05	K_2O . .	3·54	0·79
FeO . .	1·86	0·96	H_2O . .	2·17	5·35
CaO . .	2·12	2·47			

Die Zusammensetzung der beiden Gesteine ist eine so grundverschiedene, dass es auffällig erscheint, wie man derartiges auch bei nur oberflächlicher Vergleichung identificiren kann. Die mikroskopische Untersuchung zeigt den Charakter dieser Vorkommnisse deutlich, und man erkennt als Hauptbestandtheil des Gesteins dieselbe undurchsichtige, trübe, zersetzte Substanz, welche die Hauptmasse der Tuffe ausmacht und deren Zwischenräume hier durch strahligen Quarz oder Kalkspath ausgefüllt sind. Auch die sonstige Structur, die Einschlüsse von Gesteinsbruchstücken und Mineralfragmenten lassen mit Sicherheit erkennen, dass es sich einfach um silicificirte Tuffe handelt, und dass von einem Phonolithglas keine Rede sein kann. Makroskopisch haben die braunen oder grauen, seltener auch fast weissen Knollen das Aussehen echter Hornsteine, der muschlige Bruch und der eigenthümliche Pechglanz stimmt ganz mit den sonstigen Vorkommnissen dieser Substanz. Wollte man bei makroskopischer Betrachtung dieselben als Phonolithgläser ansehen, so müsste man annehmen, dass hier ausnahmsweise das Glas viel widerstandsfähiger sich gezeigt hätte als die krystallisirten Mineralien, welche der Zersetzung anheim fielen, eine Voraussetzung, die mit allen Erfahrungen im Widerspruch steht.

München, petrographisches Institut, Juli 1892.

[1]) N. J. 1884, I, 233.

Digitized by Google

III. Die Trachyte und Andesite des Siebengebirges.

Von **P. Grosser** in Aachen.

(Aus dem mineralogischen Institute der königlich technischen Hochschule.)

Mit einer geologischen Kartenskizze und 5 Tafeln.

Einleitung.

Die Grundlagen für die Erkenntnis der Geologie des Siebengebirges sind im wesentlichen durch die Arbeiten von Horner, Zehler, H. v. Dechen und G. vom Rath gegeben worden. Die sonstige und spätere Literatur beschränkt sich mit wenigen Ausnahmen auf petrographische und mineralogische Einzelbeschreibungen, während gerade die wichtigsten Fragen, nämlich die über die Lagerungsverhältnisse, fast unberührt geblieben sind. Im ganzen kann man sagen, dass die Siebengebirgs-Literatur eine sehr spärliche ist. Die Gründe für diese auffallende Thatsache mögen liegen in der bis vor Kurzem gebotenen zurückhaltenden Achtung vor genialen Bearbeitern dieses Gebietes, wie einem v. Dechen und vom Rath, in dem Fehlen einer guten Kartenunterlage, in der Aengstlichkeit, aus Mangel an frischen Aufschlüssen Neues nicht finden zu können, vielleicht auch in der Erkenntnis, dass das seit einem Menschenalter zur Lösung vulkanologischer Räthsel berufene Mikroskop hier den Forscher im Stich zu lassen scheint.

Meine auf Anregung meines hochverehrten Lehrers, Herrn Professor Dr. Arzruni, im Siebengebirge unternommenen Streifereien führten mich zu der Ueberzeugung, dass locale Einzeluntersuchungen nicht geeignet sind, Klarheit in die Genesis der formenreichen Bergzüge zu bringen, sondern dass man nur durch zusammenfassende Betrachtung der Ergebnisse von zahlreichen Einzeluntersuchungen eine Scheidung des Verwandten vom Fremden zu Wege bringen könne. Ich erkenne deshalb auch an, dass es als ein Mangel angesehen werden kann, wenn ich den Basalten und Doleriten keine eingehenden Studien gewidmet, sondern nur die Trachyte und Andesite in ihrer Verbreitung und ihrem Zusammenhang verfolgt habe, indessen glaubte ich es deshalb thun zu dürfen, weil hinsichtlich der Genesis und

Digitized by Google

Lagerung jener nicht die Widersprüche vorhanden sind, welche scheinbar die Trachyte und Andesite aufweisen. Den betreffs ihrer Natur der Erklärung noch harrenden, als Conglomerate oder Tuffe bezeichneten, weit verbreiteten tertiären Ablagerungen des Siebengebirges konnte ich keine Sonderuntersuchungen widmen, weil mich dies allzu weit geführt hätte.

Die für die Trachyte und Andesite des Siebengebirges in Betracht kommende Literatur ist im folgenden zusammengestellt. Indessen habe ich mit Ausnahme der grundlegenden Arbeiten von Horner und Zehler nur die der letzten dreissig Jahre aufgeführt. Die älteren sind sowohl aus v. Dechen's „Geognostischem Führer in das Siebengebirge" zu entnehmen, als auch aus der „Geologischen und mineralogischen Literatur der Rheinprovinz und der Provinz Westphalen, sowie einiger angrenzenden Gegenden" von H. v. Dechen und Hermann Rauff in den Verhandlungen des naturhistorischen Vereines der preussischen Rheinlande etc. Bonn 1887, **44**, 181 ff.

Literatur.

L. Horner, The Geology of the Environs of Bonn. Proceedings of the Geol. Soc. of London. 1833. Nr. 31. 467 [1]) und Transactions of the Geological Soc. of London. 1836. (2). **4.** 433 ff.

J. G. Zehler, Das Siebengebirge und seine Umgebungen. Crefeld 1837.

C. Rammelsberg, Ueber den Trachyt vom Drachenfels im Siebengebirge. Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. 1859. **11.** 434 ff.

G. vom Rath, Der Dolerit der Löwenburg. Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. 1860 **12.** 40 ff.—Verh. d. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1860. **17.** Sitzungsber. 88 ff. — N. Jahrb. f. Min. etc. 1861. 88 ff.

H. v. Dechen und G. vom Rath, Geognostischer Führer in das Siebengebirge am Rhein. Bonn 1861.

G. vom Rath, Ein Beitrag zur Kenntnis der Trachyte des Siebengebirges. Bonn 1861. Ref.: N. Jahrb. f. Min. etc. 1861. 358 ff.

M. Deiters, Die Trachydolerite des Siebengebirges. Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. 1861. **13.** 99 ff. — N. Jahrb. f. Min. etc. 1862. 190 ff.

H. v. Dechen, Ueber die geognostischen Verhältnisse des Siebengebirges. Vortrag. Verhandl. d. 19. Versamml. süddeutscher Forstwirthe zu Neuwied. Neuwied 1868. 63 ff.

G. vom Rath, Ueber den Tridymit, eine neue krystallisirte Modification der Kieselsäure. Poggendorff's Ann. 1868. **135.** [211]. 437 ff.

F. Sandberger, Tridymit neben Quarz in Höhlungen des Trachyts vom Drachenfels, Siebengebirge. N. Jahrb. f. Min. etc. 1868. 723 f.

[1]) Mir nicht zugänglich.

Digitized by Google

v. Winzingerode (Anonym), Bemerkungen zur Benutzung bei der Wanderung durch das Siebengebirge. Köln 1868. [1])

G. vom Rath, Nephelin in Klüften des Trachyts am Lohrberge. Poggendorff's Ann. 1872. **147.** [223]. 281 ff. — N. Jahrb. f. Min. etc. 1873. 417 f.

G. vom Rath, Albit und Orthit in einem Trachyteinschluss im Trachyttuff am Langenberg unfern Heisterbach. Verh. d. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1873. **30.** Sitzungsber. 166.

G. vom Rath, Untersuchungen des Plagioklas im Trachyt der Perlenhardt im Siebengebirge. Verh. d. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1875. **32.** Sitzungsbericht 58 ff.

Ferdinand Zirkel, Ueber die Auffindung von Augitandesiten im Siebengebirge. Verh. d. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1877. **33.** Corr.-Bl. 127 ff.

H. v. Dechen, Ueber die Lagerung der trachytischen Gesteine, des Trachyt- und Basaltconglomerats im Siebengebirge. Verh. d. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1879. **36.** Sitzungsber. 402 ff. — Ref.: N. Jahrb. f. Min. etc. 1881. **2.** 55 ff.

A. Penck, Ueber Palagonit- und Basaltluffe. Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. 1879. **31.** 504 ff.

G. vom Rath, Ueber zwei Andesitvarietäten vom Tränkeberg und von einem Punkt zwischen Wolkenburg und Hirschberg im Siebengebirge. Verh. d. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1879. **36.** Sitzungsber. 322 ff.

Ch. Maurice, Compte rendu de l'excursion dans les régions volcaniques de l'Eifel et du Siebengebirge. Soc. géol. du Nord. 1880. **7.** 331 ff.

H. v. Dechen, Ueber die Räume, in denen die Trachyte des Siebengebirges, des Westerwaldes, Taunus, der Eifel und des Hunsrücks, sowie die umgebenden Basalte vorkommen. Verh. d. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1881. **38.** Sitzungsber. 129 ff.

H. Pohlig, Die Schieferfragmente im Siebengebirger Trachyt von der Perlenhardt bei Bonn. Tschermak's min. u. petr. Mitth. 1881. **3.** 336 ff. — Ref.: N. Jahrb. f. Min. etc. 1881. **1.** 387 ff.

A. v. Lasaulx, Wie das Siebengebirge entstand. Samml. v. Vortr. herausgegeben von W. Frommel und Fr. Pfaff. **XII. 4/5.** Heidelberg 1884. — Ref.: N. Jahrb. f. Min. etc. 1885. **1.** 63.

A. v. Lasaulx, Ueber Vorkommen und Verbreitung der Augitandesite im Siebengebirge. Verh. d. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1884. **41.** Sitzungsber. 154 ff.

A. v. Lasaulx, Ueber die sogenannten Liparite und Sanidophyre aus dem Siebengebirge. Verh. d. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1885. **42.** Sitzungsber. 119 ff. — Ref.: N. Jahrb. f. Min. etc. 1886. **1.** 55.

G. vom Rath, Gesteinseinschluss aus dem Trachyttuff des Siebengebirges. Verh. d. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1886. **43.** Sitzungsber. 222.

H. Pohlig, Ueber die geologische Natur des Siebengebirges. Verh. d. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1888. **45.** Sitzungsber. 45 u. 47.

H. Pohlig, Ueber die Fragmente metamorphischer Gesteine aus den vulkanischen Gebilden des Siebengebirges und seiner Umgebung. Verh. d. naturh. Ver. f.

[1]) Da mir unzugänglich, ist es mir auch unbekannt, ob diese Arbeit irgend etwas hierher Gehöriges enthält.

Digitized by Google

Rheinl. u. Westf. 1888. 45. 89 ff. Ref.: N. Jahrb. f. Min. etc. 1889. 2. 449 ff. — Ferner über denselben Gegenstand: Verh. d. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1885. 42. Sitzungsber. 258. — 1886. 43. Sitzungsber. 285. — 1887. 44. Corr.-Bl. 115. Sitzungsber. 167. — 1888. 45. Sitzungsber. 51 und 60. — 1890. 47. Sitzungsber. 54. — 1891. 48. Sitzungsber. 62 u. 69. — Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. 1887. 39. 645 ff. Ref.: N. Jahrb. f. Min. etc. 1889. 1. 93.

Gustav Mangold, Ueber die Altersfolge der vulkanischen Gesteine und der Ablagerungen des Braunkohlengebirges im Siebengebirge. Inaug.-Diss., Kiel 1888.

H. Pohlig, Ueber vulkanische Säulenbildung am Niederrhein. Verh. d. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1891. 48. Sitzungsber. 61.

Wilhelm Hocks, Der Froschberg im Siebengebirge. Jahrb. d. kgl. preuss. geol. Landesanstalt. 1891. Abhandlungen (2). 3 ff.

Oberflächenbeschaffenheit.

Man kann im Siebengebirge wesentlich drei Bergzüge unterscheiden: die Breiberg-Löwenburgkette, die Drachenfels-Lohrbergkette und die Petersberg-Oelbergkette, deren Verlauf in fast westöstlicher, zum Rheinthal ungefähr normaler Richtung geht. Sie werden von einander durch das Rhöndorfer und durch das Mittelbachthal getrennt und jede für sich durch zahlreiche Sättel und kleine Bachthäler unterbrochen. Während jede der ersteren beiden eine wenn auch nicht geradlinige (sondern mit der convexen Seite nach Norden weisende bogenförmige), so doch principielle und constante, zusammenhangsvolle Richtung erkennen lässt, bietet die letztere von vorneherein das Bild einer aus heterogenen Gliedern zusammengesetzten Bergreihe. Das Rhöndorfer Thal ist im allgemeinen schmal, das Mittelbachthal (im weitesten Sinne Thal genannt) erreicht gegen den Rhein hin eine beträchtliche Breite und wird, nach vielfacher Zerklüftung durch Querthäler, nur durch den Hirschberg nördlich vom Drachenfels unterbrochen. Die nicht in die genannten Bergzüge einzureihenden Höhen sind weniger bedeutend und liegen zerstreut als Vorberge nördlich und südlich von der Hauptmasse des Siebengebirges. Den grossen Erhebungen der Hauptzüge gesellen sich häufig kleinere vorgelagerte Gipfel und Rücken bei.

Gegen Osten besteht eine ungefähr Oelberg-Margarethenkreuz-Scheerköpfe verlaufende Wasserscheide zwischen Rhein- und Pleissthal, über welche hinaus die dem Siebengebirge zugehörigen Gesteine nicht weit zu verfolgen sind. Westlich über dem Rhein besteht keine directe Fortsetzung der besonderen Siebengebirgs-Vorkommen.

Digitized by Google

Drachenfels 325

Hirschberg 255

Petersberg 334

Wolkenburg 328

Nonnenstromberg 337

Schallenberg —

Geisberg 329

Zinnhöcker-Knippchen 291

Grosse Rosenau 324

Jungfernhardt 327

Stenzelberg 288

Heideschottberg 314

Brüngelsberg 432

Tränkeberg 383

Lohrberg 440

Wasserfallberg 345

Scheerköpfe 394

Oelberg 464

Perlenhardt 344

Gr. Breiberg 318

Mittl.-Breiberg 298

Kl. Breiberg —

Bockeroth 338

Fritzcheshardt 339

Löwenburg 459

R h ö n d o r f e r T h a l

M i t t e l b a c h t h a l

Digitized by Google

Im genaueren ist auf die ausführliche Beschreibung in v. Dechen's „Geognostischem Führer in das Siebengebirge" zu verweisen.

Zur allgemeinen Uebersicht sind im Vorstehenden die wichtigeren Gipfelhöhen der einzelnen Ketten systematisch geordnet gegeben, umgerechnet in Meter nach v. Dechen's [1]) Angaben, beziehungsweise der Schneider'schen [2]) Karte vom Siebengebirge entnommen.

Geologischer Theil.

I.

Bekanntlich bietet die Physiognomie des Siebengebirges so wenig unmittelbare Anhaltspunkte für die Beurtheilung der Frage: „Was stellen die jetzt bestehenden massigen Gesteine für Erzeugnisse vulkanischer Thätigkeit aus der Tertiärzeit dar", dass A. v. Lasaulx [3]) den Satz aussprach, „dass das heutige Siebengebirge in seiner Plastik weit mehr die Wirkungen der abtragenden Zerstörung, als das Resultat der aufbauenden Gesteinsentstehung ausdrückt".

Dass man es mit Lavaströmen, welche wohl Horner [4]) vorgeschwebt haben mögen, nicht zu thun hat, legte bereits v. Dechen [5]) durch einfache, einwandfreie Schlussfolgerungen klar. Es bleibt nun die Alternative: Kuppen oder Gänge? — Zehler hält mit der dem Standpunkte der damaligen Zeit entsprechenden vorgefassten Meinung jeden Berg als eine Kuppe für sich, wie das schon sehr interessant aus seiner kartographischen Darstellung hervorgeht. v. Dechen spricht sich über diese Frage direct nicht aus, doch scheint auch er die Hauptmassen als Kuppenbildungen angesehen zu haben. Diese Auffassung erscheint ja auch sehr berechtigt, da gerade Trachyt und Andesit, wie Basalt gern als Kuppen auftreten.

Nun ist es aber gewiss im Siebengebirge eine auffallende Erscheinung, dass die Haupttrachytmasse eine erhebliche Längserstreckung bei geringer Breite hat, und dass einzelne Berge aus Trachyt für sich gar nicht bestehen. Daher entsteht die Frage, ob es nicht möglich sei, festzustellen, dass man es hier mit Gängen

---

[1]) Führer, pag. 10 ff.

[2]) Berlin 1881, Verlag von Simon Schropp.

[3]) Wie das Siebengebirge entstand, pag. 47.

[4]) a. a. O. pag. 467.

[5]) Führer, pag. 186 ff.

Digitized by Google

zu thun hat, welche wegen ihrer grösseren Widerstandsfähigkeit gegen atmosphärilische Einflüsse als das umgebende Gestein jetzt frei emporragen, nachdem alles darum und daran abgetragen worden ist. A. v. Lasaulx[1]) glaubte daher eine grosse Bruchspalte im Devon von der Hohenburg bei Berkum bis zur Perlenhardt und zum Oelberg annehmen zu dürfen, auf welcher „die einzelnen Ergüsse nacheinander empordrangen und von hier aus rechts und links in mehr oder weniger ausgedehnten, kuchenförmigen, linsenförmigen Massen in die einhüllenden devonischen Schichten intrudirten", weshalb auch die Grenzen zwischen den einzelnen Gesteinsarten normal zur Richtung der Spalte lägen, eine übrigens unzutreffende Behauptung. Er stützt seine Auffassung auf die Thatsache, dass die Grenze zwischen Devon und Trachyt am Drachenfels senkrecht verläuft und auf die Annahme, dass die Hauptmassen des Siebengebirges älter als das Conglomerat seien, dieses also zu seiner Bildung das Material den anliegenden Bergen entnommen habe. Die Gänge in demselben hält er mit v. Dechen[2]) für spätere Nachschübe. Diese letztere Ansicht hat zweifelsohne von vornherein etwas sehr Gezwungenes, umso mehr, als man es nicht allein mit einem und demselben, sondern mit mehreren Gesteinen zu thun hat, deren Altersfolge unter sich festgestellt und ohne Widersprüche ist, sei es, dass sie als grössere Massive, sei es, dass sie als schmale Gänge auftreten.

Bei Massen, wie den trachytischen des Drachenfels-Lohrbergzuges, ist eine unmittelbare einwandfreie Entscheidung durch den Augenschein kaum zu erwarten, man ist daher darauf beschränkt, in der Genesis zweifellose Vorkommnisse im Kleinen zu studiren und zu prüfen, ob dieselben auch für die grösseren Massen gleiche Deutungen zulassen. Und wenn dies möglich ist, so wird man diejenigen Aufschlüsse der letzteren, welche bisher aus Liebe zu einer vorgefassten Meinung gezwungen gedeutet wurden, mit zur Beweisführung heranziehen.

Ein ausgezeichnet typisches Ganggebiet liegt nördlich vom Mittelbachthal in einem ungefähr durch die Höhen: Stenzelberg-Wasserfallberg-Remscheid gebildeten Dreieck, zu welchem ferner die

[1]) Wie das Siebengebirge entstand, pag. 39.

[2]) Führer, pag. 181. — Verh. d. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1879, 36. Sitzungsber., 402 ff.

Digitized by Google

Gipfel der grossen und kleinen Rosenau, der District Schwendel und der Froschberg gehören (vgl. die Skizze). v. Dechen hat mit gewissen Modificationen für dieses Gebiet die Zehler'sche[1]) Darstellung auf seine Karte übernommen, wonach hier ein grosses Andesitmassiv bestehen soll. Dass er den Trachyt des Froschberges und den Andesit des Stenzelberges für ein und dasselbe Gestein angesehen hat, ist nicht wunderbar, aber es ist unerklärlich, wie er bei der von ihm übrigens nicht übersehenen grossen Verbreitung der verschiedensten typischen Trachyte, namentlich auf dem Rosenau-Remscheidrücken, welche dem Conglomerat angehören dürften, einen unmittelbaren Zusammenhang zwischen beiden annehmen konnte.

Einen vom Gipfel des Wasserfallberges in das Mittelbachthal sich hinabziehenden Andesitgang im Trachyt hat G. vom Rath[2]) deutlich erkannt, indessen nicht nach seiner nordwestlichen Verbreitung verfolgt.

Man hat in dem bezeichneten Gebiet zwei Gangsysteme zu unterscheiden: den Stenzelberg-Rosenau-Wasserfallberg-Andesitgang und den Remscheid-Froschberg-Wasserfallberg-Trachytgang.

Der **Stenzelberg-Rosenau-Wasserfallberg-Andesitgang** (44)[3]) setzt bei einem dem Rhein parallelen Verlauf südöstlich vom Mittelbachthal an über den Gipfel des Wasserfallberges in typischem Trachyt auf, scheidet ungefähr vom District Schwendel an über die Grosse Rosenau hinweg Trachyt (nordöstlich) von Conglomerat (südwestlich) und steht an seinem stark erweiterten Ende am Stenzelberg wieder ganz in Conglomerat an. Einen sehr grossen Theil kann man leicht verfolgen, da er schöne Klippen bildet, welche über die der Verwitterung zugänglicheren Trachyte und vornehmlich Conglomerate hinausragen, insbesondere auf der Strecke Schwendel-Grosse Rosenau. Auf dieser Höhe selbst sieht man auch den erhabeneren Rücken, und am Stenzelberg bildet der Andesit den Berg, an dessen Fuss erst Conglomerat sichtbar ist.

Der schmale, leider nicht weit zu verfolgende Andesitrücken südöstlich vom Heisterbacher Klostergarten (60) steht in keiner Beziehung zu dem besprochenen Gang.

---

[1]) a. a. O. pag. 101.

[2]) Trachyte des Siebengebirges. 30 u. 38. — v. Dechen, Führer, pag. 102 u. 182.

[3]) Unter der gleichen Nummer findet man im petrographischen Theile die Beschreibung der betreffenden Gesteine.

Digitized by Google

Der **Remscheid - Froschberg - Wasserfallberg - Trachytgang** (26) ist weniger deutlich als jener Andesitgang. Er ist am Mittelbachthal an folgenden, in einer geraden Linie liegenden Punkten aufgeschlossen: In den dem Ofenkauler Stolln gegenüberliegenden Thongruben und Steinbruchsversuchen, an der thalaufwärts liegenden scharfen Ecke links vom Mittelbach, in den Brüchen am Froschberg und erheblich weiter thalaufwärts an der Mittelbachstrasse, südlich vom Wasserfallberg, wo auch ein unbedeutender Steinbruchsversuch befindlich ist.[1]) In letzterem sieht man auch das eine, dem Conglomerat angehörige Salband genau und kann die Stunde zu ungefähr 7 bis 8 feststellen, d. h. in der Richtung der erstgenannten Aufschlüsse. Das andere Salband besteht ebenfalls aus Conglomerat, wie aus seinem Auftreten an der Mittelbachstrasse zwischen Froschberg und Wasserfallberg hervorgeht, ganz abgesehen von den mächtigen Schichten der benachbarten Ofenkaule.

Von diesem Gange gehen verhältnismässig mächtige Trümer aus: eins, welches über den Gipfel des Remscheid nach dem zwischen Nonnenstromberg und Remscheid eingeschnittenen Seitenthal zieht, und eins, welches auf dem Rücken des Froschberges eine Weile zu verfolgen ist; ferner ein ganz schmales, welches in einem Bruch östlich von der Kleinen Rosenau, wo ehemals Pflastersteine aus auffallend festem Conglomerat gehauen wurden, in schöner Deutlichkeit aufgeschlossen ist. Dass alle diese Vorkommen in Beziehung mit einander stehen, ist nicht zu bezweifeln, da, abgesehen von den Lagerungsverhältnissen, welche dafür sprechen, selten die mikroskopische Analyse so gleichmässige Resultate geliefert hat, wie bei diesem Gestein.

Ganz anders dagegen ist das hellchocoladenbraune Gestein (Andesit) einiger anscheinender, sehr undeutlich sichtbarer Gänge[2]) südwestlich vom Remscheid (42) in dem Hohlwege, welcher

[1]) Nur einige hundert Schritte weiter kommt man an einen Steinbruchsversuch in dem oben beschriebenen Andesitgang.

[2]) Vielleicht sind dies Mangold's „Rhyolith"-Gänge (a. a. O. pag. 20), obgleich seine Ortsangabe damit nicht übereinstimmt, indessen sind „am südlichen Abhange der grossen Rosenau" überhaupt keine schmalen Gänge aufzufinden. Dass ich auf Mangold's Arbeit im allgemeinen nicht eingehe, mag man mir nicht verdenken: es genügt mir, festgestellt zu haben, dass die meisten neuen Aufschlüsse Mangold's entweder keine waren oder willkürlich gedeutet wurden.

Digitized by Google

nördlich von den erwähnten Thongruben nach der Heisterbach-Margarethenkreuzstrasse führt.

Die beiden besprochenen Gangzüge sind allerwege durch Conglomerat von einander geschieden. Dasselbe hat in den unteren Partien, also nahe dem Mittelbachthale, die gewöhnliche Beschaffenheit. In dem bereits erwähnten Steinbruch östlich von der Kleinen Rosenau, sowie in einem Versuch westlich von derselben und weiter hinauf, ist es indessen auffallend fest, von röthlichgelber Farbe und aus verhältnismässig grossen Breccien zusammengesetzt. Es ähnelt hier gangartig verbreiteten Vorkommnissen in den Gruben der Ofenkaule, welche von den Arbeitern „Fratz" genannt werden. Vielleicht wird eine Untersuchung des Conglomerats einmal ergeben, dass diese Ausbildung eine jüngere ist, so dass die bezüglichen Ofenkauler Gänge als Spaltenausfüllungen von oben her zwanglos gedeutet werden können. Anders sehen die klastischen Spaltenausfüllungen, welche ähnlichen Ursprunges sein mögen, in der Hölle aus, welche v. Dechen[1]) für verwitterten Basalt hielt.

Die von Hocks[2]) gebrachte Beschreibung der Lagerungsverhältnisse in den dem Ofenkauler Stollen gegenüberliegenden Thongruben und am Froschberg, nämlich die Thatsache, dass man sowohl unter, als auch über dem Trachyt geschichtete Absätze sieht, bedarf für das Verständnis des geologischen Baues einer kleinen Erläuterung:

Die Schicht an der Sohle der Grube erweckt den Eindruck, als wenn sie dem Trachyt untergelagert sei; zweifellos würde man aber, wenn man horizontal weiter in dieselbe eindränge, auf den Trachyt stossen, welcher unter einem gegen Norden weisenden Einfallswinkel niedersetzt. Sie ist also nur als das südliche Salband des Ganges aufzufassen. Sie besteht zum grossen Theil aus Thon, welcher auch am Quegstein[3]) aufgeschlossen ist. Was die Absätze über dem Trachyt anbetrifft, so muss man sie entweder mit Hocks als Verwitterungsproducte des Eruptivgesteins oder als Conglomerat auffassen, welches bei der Eruption mit in die Höhe gerissen ist, oder bis zu dessen Grenze die Eruption überhaupt nur stattgefunden hat. Ich nehme die letztere Bildungsweise an mit der

[1]) Führer, pag. 193.
[2]) a. a. O. pag. 3 ff.
[3]) v. Dechen, Führer, pag. 267.

Digitized by Google

Begründung, dass die lose Masse aus anderem Material besteht als das Froschberger Gestein, und dass dieselbe in deutlichen Schichten auftritt, deren Lage dem sehr unregelmässig verlaufenden, Erhöhungen und Vertiefungen bildenden Trachytkopf parallel, der Erdoberfläche dagegen durchaus nicht parallel ist.

Solche Auflagerungen des älteren Conglomerats auf jüngerem Massengestein sind mehrfach zu beobachten. Die diesbezüglichen hübschen Aufschlüsse in den Basaltbrüchen des Grossen Weilberges hat Mangold[1]) beschrieben.

Ein anderes derartiges typisches Vorkommen liegt nördlich von der Grossen Rosenau in dem unmittelbar an der Heisterbach-Margarethenkreuzstrasse tief gelegenen Steinbruch, dessen Sohle jetzt zum grossen Theil mit angesammeltem Regenwasser bedeckt ist. In diesem Bruch sieht man einerseits die scharfe senkrechte Grenze zwischen Conglomerat und Andesit, welche keinen Zweifel darüber lässt, dass letzterer das jüngere Product ist, andererseits eine muldenförmige Auflagerung desselben Conglomerats auf demselben Andesit. Die gleichen anscheinenden Widersprüche werden ebenfalls für diese Gegend von H. v. Dechen[2]) erwähnt, doch nicht als in einem und demselben Steinbruch aufgeschlossen. Auch in diesem Falle verblieb v. Dechen beharrlich auf seinem Standpunkte, die grösseren Massen der Eruptivgesteine als die älteren Bildungen anzusehen. Früher[3]) erwähnte er sogar auch von der Grossen Rosenau einen Gang im Andesit, „welcher mit weissem, sehr ausgezeichnetem Trachytconglomerat ausgefüllt ist". Die Erklärung solcher Verhältnisse ergibt sich leicht, wenn man die muldenförmige Auflagerung des Conglomerats auf dem Andesit betrachtet. Der letztere ist hier gerade bis zu der Höhe, in der man ihn aufgeschlossen sieht, durch das Conglomerat emporgedrungen, vermochte dieses aber nicht völlig zu durchbrechen. Laufen nun noch kleine Trümer in die Höhe aus, so kann das dazwischen liegende Conglomerat wohl ein gangartiges Aussehen erhalten.

Die in die v. Dechen'sche Karte südwestlich vom Remscheid eingezeichnete kleine Trachytkuppe bezeichnet die Stelle,

[1]) a. a. O. pag. 22.

[2]) Verh. d. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1879, 36. Sitzungsber., 404 u. 405.

[3]) Führer, pag. 128.

Digitized by Google

an welcher der „Trachyt von der Kleinen Rosenau“ [1]), der sich durch die spätere Literatur als Liparit fortschleppt, anstehen soll. Dass hier nichts anderes als ein „sogenannter Süsswasserquarzit mit breccienartig eingesprengten Resten von gewöhnlichem Sanidintrachyt“ vorliegt, hat A. v. Lasaulx [2]) treffend nachgewiesen.

Am Froschberg ist sehr hübsch im kleinen dieselbe Beobachtung zu machen, welche im grossen für das ganze Siebengebirge gilt [3]), der steile Abfall gegen Süden im Gegensatze zu der allmählichen Abdachung gegen Norden. A. v. Lasaulx [4]) hat dieses allgemeine Verhalten in Beziehung zu dem von Süd herkommenden Rheinstrom gesetzt. Dieser Ansicht kann man auch beipflichten, ohne sonst die v. Lasaulx'schen Erwägungen in diesem Punkt gelten zu lassen. Am Froschberg ist dem Mittelbach die erodirende Thätigkeit zuzuschreiben.

Vom Froschberg gegen den Wasserfallberg zieht sich ein ganz niedriger Rücken rechts vom Mittelbachlauf hin, welcher die Spur des Ganges kennzeichnet. Weiterhin, hinter dem Aufschluss am Wasserfallberg, ragt der Trachyt immer höher über das Conglomerat hinaus, bis er eine nicht unbeträchtliche, spitz kegelförmige Höhe bildet, welche ungefähr das Ende des Ganges bezeichnet.

Wenn im vorstehenden einem beschränkten Theile des Siebengebirges eine verhältnismässig breite Beschreibung zu Theil geworden ist, so geschah es, weil die Beobachtungen dort wichtig genug schienen, um dem Verständnis des Aufbaues der gesammten Bergmassen näher zu kommen. Abgesehen von dem bereits durch v. Dechen [5]) und G. vom Rath [6]) erbrachten Beweis [7]), dass der Andesit jünger als der Trachyt ist, bezeugen die neuen Beobachtungen Folgendes:

1. Trachyt und Andesit treten, auch in grossen Massen, gangförmig im Conglomerat auf, sind also jünger als dieses.

---

[1]) v. Dechen, Führer, pag. 106.

[2]) Verh. d. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1885, 42. Sitzungsber., 119 ff.

[3]) v. Dechen, Führer, pag. 12.

[4]) Wie das Siebengebirge entstand, pag. 24.

[5]) Führer, pag. 183.

[6]) Trachyte des Siebengebirges, pag. 40.

[7]) Der einzige angebliche Ausnahmefall (südlich vom Bockeroth) wird weiter unten zu besprechen sein.

Digitized by Google

2. Sie bilden zum Theil, durch Erosion freigelegt, Kettenzüge in Gestalt höherer und niederer Rücken und Hügel oder klippenartiger Hervorragungen und sind dadurch von entscheidendem Einfluss auf die Oberflächengestaltung bei der Thalbildung gewesen.

3. Sie vermochten an manchen Stellen nicht das Conglomerat zu durchbrechen, was wiederum von Wichtigkeit für die Oberflächengestaltung ist: da wo das Magma am weitesten emporgedrungen war, sehen wir heute steile Berge und hohe Rücken, während an den Stellen, wo es nicht so hoch gestiegen war, später thälerscheidende Sättel entstehen oder Durchbrüche von Bachläufen stattfinden konnten.

4. Spätere Eruptionen geschahen gern an der Grenze eines älteren Ganges und des Conglomerats.

Um dem berechtigten Einwand zu begegnen, dass von dem Remscheid-Froschbergtrachyt bei dessen abweichender Beschaffenheit nicht auf das Alter des typischen, wie des Drachenfelser Trachyts geschlossen werden darf und bei dem bisherigen Mangel an irgend einem zweifellosen Trachytgang im Conglomerat ist es angezeigt, einem Aufschluss besondere Beachtung zuzuwenden, welcher für die Entscheidung der fraglichen Beziehungen überzeugend sein dürfte. Südlich vom Hauptmassiv des Lohrberges, zu diesem gehörig, zieht sich von einem hohen Kopf (welcher nördlich von der Löwenburger Tränke, jenem kleinen, halbwegs zwischen der Löwenburg und dem nördlichen Scheerkopf befindlichen Teiche gerade aufsteigt) ein Rücken mit Abdachung gegen Nordost nach der Perlenhardt, dessen Gestein am Ittenbacher Kottnebel, dort, wo die Strasse zwischen der Löwenburg und dem Margarethenkreuz eine scharfe Ecke macht, in wechselnder Folge ansteht (14). v. Dechen[1]) führt hier allerdings einen Gang an, indessen musste er bei dem damals mangelhaften Aufschluss zu einer ganz falschen Deutung kommen, und so schrieb er dem Gange eine der wahren gerade normale Streichrichtung zu.

Der Aufschluss ist derartig, dass man zunächst durchaus zweifelhaft ist, ob man es mit nachträglicher Conglomeratbedeckung von oberflächlichen Trachytunebenheiten oder mit nachträglicher Trachyteruption durch Conglomerat zu thun hat. Im Profil an der Strasse sieht man in Abständen von wenigen Metern (von der Löwenburg

[1]) Verh. d. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1879, 36, Sitzungsber., 407.

Digitized by Google

herkommend) hinter fast senkrecht begrenztem Conglomerat: Trachyt, wieder Conglomerat und abermals Trachyt; an der Sohle ist am Trachyt an beiden Stellen etwas Conglomerat sichtbar. Zur Erklärung dieses eigenartigen Bildes wurden Nachgrabungen gemacht und Folgendes festgestellt: Durchfährt man den Trachyt *A* und *B* (Tafel I), so stösst man auf das Conglomerat *C* und *D*, während hinter der schmalen Conglomeratschnüre *E* der Trachyt *A* ansteht. *E*, *C* und *D* sind also zusammenhängend. Wenn *A* und *B*, welche über *C* und *D* ein wenig überhängen, zusammengehörten, so konnten sie es nur nach der Strassenseite zu, und durch Nachforschung an der Sohle hat sich dann auch thatsächlich ergeben, dass sich der Trachyt von *A* nach *B* vorn herumzieht, wie es aus dem Grundriss ersichtlich ist. Jenseits der Strasse findet sich nur Conglomerat. Man hat es also mit einem Gang von typischem Trachyt in Conglomerat zu thun, der — bei gleicher Gesteinsbeschaffenheit — als Paralleltrum zu dem grossen erwähnten Rücken aufzufassen ist.

Mögen vorstehende Erläuterungen an dieser Stelle genügen, um dem Versuch, die Trachyte und Andesite des Siebengebirges in Gangzüge zu zerlegen, Berechtigung zuzusprechen. Es sollen im Folgenden die einzelnen Züge einer kurzen Besprechung unterworfen werden.

II.

Bei dem Mangel an halbwegs brauchbarem Kartenmaterial ist eine gewisse Breite der Darstellung nicht zu umgehen, um, wo er auch immer vorhanden ist, den Zusammenhang von Oberflächengestaltung und geologischem Bau in das richtige Licht zu setzen. Da wo diese Beziehungen aus der beigegebenen Kartenskizze unmittelbar hervorgehen, sind sie gewöhnlich im Text nicht besonders hervorgehoben, da aber, wo die Höhenlinien ein ganz falsches Bild hervorrufen, war eine genaue Auseinandersetzung nicht zu umgehen. Die topographische Grundlage der Skizze ist der v. Dechen'schen, seinem „Führer" beigegebenen Karte entlehnt und im allgemeinen nur durch Eintragung der wichtigeren neuen Strassen vermehrt worden. Besonders sei hervorgehoben, dass auf die genaue Feststellung der geologischen Grenzen kein Wert gelegt ist, da eine solche vor dem Erscheinen der neuen Generalstabskarte, für deren Aufnahme die Vermessungen in Vorbereitung sind, für verlorene

Digitized by Google

Mühe gehalten wurde. Um mir eine gewisse natürliche Beschränkung aufzuerlegen, habe ich mich streng an das enge Gebiet des eigentlichen Siebengebirges gehalten.

Breiberg-Bockeroth-Löwenburg.

Am meisten rheinaufwärts ragt aus devonischen Vorbergen mit Plötzlichkeit der Breibergcomplex auf, welcher einen langgezogenen Rücken mit den höchsten Punkten: Grosser (mit dem Teufelstein), Mittlerer und Kleiner Breiberg und Bockeroth bildet (45). Der schwarze Andesit desselben ist, ausser auf den Höhen, sehr deutlich nahe bei der südlichsten Grenze in einem alten Steinbruch am Annathal aufgeschlossen, auf der nördlichen Seite stösst er sehr nahe unter dem Teufelstein an das Devon.[1]) Gleich hinter dem Bockeroth zweigt sich ein Rücken ab gegen das Rhöndorfer Thal zu, auf dem man noch eine Strecke den Andesit verfolgen kann. Es folgen sich auf diesem drei kleine Erhebungen: auf der ersten findet man trachytische, vermuthlich dem Conglomerat angehörige Stücke herumliegen, auf dem zweiten steht Andesit an und auf dem dritten ebenfalls Andesit, aber von dem vorigen abweichenden Aussehens (46). Dann verliert sich der scharfe Kamm, der bisher gut zu verfolgen war, und man kommt, wenn man dieselbe Richtung beibehält, im Rhöndorfer Thal ungefähr bei der V. V. S.-[2]) Bank Nr. 72 hinaus. In dieser Gegend ist das Rhöndorfer Thal besonders interessant. Nicht weit unterhalb der Bank kann man noch das Devon sehen. Viele herumliegende Andesitstücke lassen auf in der Nähe Anstehendes davon schliessen (47). Es folgt Conglomerat bis über die Bank hinaus, welches an einzelnen Stücken einen ganz eigenthümlichen Schalenbau zeigt, dessen Zonen durch abwechselnde Folge von weissen und braunen (eisenschüssigen) Partien verschieden sind; die Mitte wird durch einen trachytischen Kern gebildet. Unterhalb der Bank (49) steht im Conglomerat ein mehrere Meter, wenige Schritte oberhalb ein kaum $^3/_4$ Meter mächtiger Andesitgang an (50).

Es ist demnach anzunehmen, dass vom Bockeroth ein Trum gegen das Rhöndorfer Thal ausläuft, welches zum Theil von mit

[1]) v. Dechen, Verh. d. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1879, 36. Sitzungsber., 403.

[2]) Verschönerungsverein Siebengebirge.

Digitized by Google

emporgehobenem oder nicht durchbrochenem Conglomerat bedeckt ist und sich schliesslich theilt und auskeilt.

Im Rhöndorfer Thal folgt auf das Conglomerat typischer Trachyt (8), bis man auf das Kühlsbrunner Vorkommen stösst.

Ueber den Verlauf des **Kühlsbrunner** Aegirintrachyts (27) habe ich mir leider keine Gewissheit verschaffen können. Nur das ist nicht zu bezweifeln, dass er mit dem typischen Trachyt am Rhöndorfer Thal nicht zusammenhängt, sondern selbständig dasteht, da er — ganz abgesehen von der petrographischen Beschaffenheit — durch Conglomerat von jenem getrennt ist; und dass auch er jünger als Conglomerat ist, welches ihm an einzelnen Theilen unter-, an anderen übergelagert erscheint, in letzterem Falle tiefe Mulden ausfüllend und dieselbe Erklärung erheischend, wie die näher besprochenen Lagerungsverhältnisse an der Grossen Rosenau. Auch v. Dechen[1]) gibt zu, dass dieser Trachyt über dem Conglomerat liegt. Derselbe ist vom Breiberg-Bockeroth-Andesit durch ein kleines Thal getrennt und zieht sich wahrscheinlich nicht sehr weit gegen den Lokemich hin.

Am Lokemich findet man Andesit, hornblendeführenden Basalt[2]) und Dolerit herumliegen. Man kann mit v. Dechen[3]) annehmen, dass der Andesit sich vom Bockeroth hier entlang, einen Winkel bildend, nach der Löwenburg, wo er von Dolerit durchbrochen wird, fortsetzt. Der schöne Andesitgang[4]) (51) im Kühlsbrunner Trachyt ist dann als Trum vom Lokemich her aufzufassen. Dieser Gang ist im untersten Steinbruch am besten aufgeschlossen (Tafel II). v. Dechen[5]) erwähnt im Gegensatze zu Horner[6]) noch einen zweiten Gang, dessen petrographische Untersuchung ihm fehlte,

---

[1]) Verh. d. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1879, 36. Sitzungsber., 404.

[2]) Hornblende führenden Basalt, der übrigens manchem der basaltischen Andesite so ähnlich sieht, dass seine Abtrennung von diesem kaum durchführbar erscheint, der sich aber durch Olivinführung auszeichnet, fand ich auch südlich von Lahr beim Margarethenkreuz umherliegen. Anstehend habe ich leider keinen angetroffen. Immerhin ist es das erste Mal, dass ein derartiges Gestein im Siebengebirge aufgefunden ist.

[3]) Führer, pag. 184.

[4]) Ebenda, pag. 180.

[5]) Ebenda, pag. 199.

[6]) a. a. O. pag. 445.

Digitized by Google

so dass er nicht wusste, ob Andesit oder Basalt vorläge. Ich habe nur Andesit gefunden.

Ueber den Trachyt südlich vom Bockeroth wird weiter unten zu berichten sein, ebenso über den von der Fritzcheshardt etc.

An der Löwenburg findet man den Andesit an mehreren Stellen in einer ziemlich genau in Stunde 7 bis 8 streichenden Linie anstehend: auf einem Felsvorsprung in halber Höhe westlich bis nordwestlich vom Gipfel [1]) (52); nördlich vom grossen Doleritfelsen[2]) (53); am alten Schneckenwege vom Löwenburger Hof zum Gipfel (durch Nachgraben ermittelt) (54); an einer Stelle eines alten Weges, wo der verstorbene Förster Ruwet sen. einst Steine gebrochen hat (55); an der Löwenburg-Honnefer Fahrstrasse, wo diese sich gleich hinter dem Forsthause im spitzen Winkel nach Norden wendet [3]) (56). Auf dem von hier aus in derselben Richtung sich weiter erstreckenden Rücken tritt in losen Blöcken bis zur Strasse hinunter nur Andesit auf, so dass man diesen auch hier für anstehend halten darf, wie es bereits Zehler [4]) gethan hat. Ferner steht er am oben genannten Schneckenwege zum Löwenburggipfel weiter südlich an (57), ist aber von dem anderen Vorkommen durch Conglomerat (durch Nachgraben festgestellt) getrennt [5]) und ist vermuthlich derselbe, den A. v. Lasaulx [6]) vom „Possberge südlich von der Löwenburg" anführt. Dieser gehört also einem selbständigen kleinen Gange an.

Oestlich von der Löwenburg im District Witthau, an einem Fussweg vom Löwenburgerhof in das Einsitterthal, ist ganz nahe diesem ein Basaltgang im Devon aufgeschlossen, welcher wahrscheinlich mit dem nordwestlich davon anstehenden am letzten Knick der Löwenburg-Honnefer Fahrstrasse und einem der Vorkommen an der Löwenburg-Margarethenkreuzstrasse ident ist.

Ferner ist ein Basaltvorkommen im Contact mit Conglomerat westlich von der Löwenburg an dem von Honnef und Rommersdorf herführenden Wege zur Löwenburg nahe der V. V. S.-Bank Nr. 86 zu erwähnen.

---

[1]) Wahrscheinlich der von v. Dechen, Führer, pag. 104, erwähnte Punkt.
[2]) v. Dechen, Führer, pag. 104.
[3]) Nicht, wie Mangold (a. a. O. pag. 21) behauptet, Dolerit.
[4]) a. a. O. pag. 175.
[5]) v. Dechen, Führer, pag. 104.
[6]) Verh. d. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1884, 41. Sitzungsber., 157.

Digitized by Google

Auffallend ist die Einflusslosigkeit des Andesitvorkommens auf die Oberflächengestaltung bei grossen petrographischen Schwankungen an der Löwenburg (abgesehen von dem letzten Ausläufer in das Einsitterthal) im Gegensatz zu der schönen Linie des Grats vom Breiberg bis zum Bockeroth mit einheitlicher Gesteinsausbildung. Doch sei daran erinnert, wie gerade an letzterem Rücken die erodirende Kraft des Wassers in devonischen Schiefern und in Conglomerat einheitlichere Gebilde hervorbringen musste, als an der Löwenburg, wo sich in grosser Nähe Conglomerat, Trachyt, Andesit und Dolerit zusammenfinden. Auch hat wahrscheinlich gerade die verschiedenartige Andesitbeschaffenheit an der Löwenburg Antheil an der Formengebung. Für die Ursachen dieser Gesteinsunterschiede vermögen wir keine bündigen Erklärungen zu geben, indessen geht man vielleicht mit der Annahme kleiner Nachschübe während der andesitischen Eruptionsperiode nicht fehl mit geologischen Zeitunterschieden, welche kaum Secunden des bürgerlichen Lebens gleichkommen.

Nach dem geschilderten Verlauf des Andesits kann man also ein Ganggebilde vom Breiberg, Bockeroth bis über die Löwenburg hinaus zum Einsitterthal annehmen. Dasselbe setzt am Breiberg in Devon auf, kommt, wie es scheint, nördlich vom Bockeroth mit Conglomerat in Berührung, ist südlich von diesem Gipfel und an der Fritzcheshardt von Trachyt begrenzt, hier zum Theil vielleicht auch durch Conglomerat (V. V. S.-Bank Nr. 86), um nach dem Contact mit dem Löwenburger Dolerit in der Umgebung des Löwenburgerhofes schliesslich ganz in Conglomerat aufzusetzen.

Brüngelsberg-Tränkeberg.

Es ist thunlich, im Anschluss an die vorige gleich die Brüngelsberg-Tränkebergkette am Ursprung des Rhöndorfer Thales und rechtsseitig davon zu erwähnen, da sie, wie v. Dechen[1]) und A. v. Lasaulx[2]) hervorheben, gleiche Gesteinsbeschaffenheit zeigt wie jene. A. v. Lasaulx sieht es sogar als ausser Zweifel stehend an, dass der Tränkeberg, die Löwenburg u. s. w. „einer einzigen Masse angehören, welche jetzt lediglich durch die Erosion in einzelne, anscheinend nicht mehr

[1]) Führer, pag. 104.

[2]) Verh. d. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1884, 41. Sitzungsber., 157.

Digitized by Google

zusammenhängende Theile gegliedert ist". Er vergisst aber dabei ganz, dass das Tränkeberggestein einen typischen Gang im Conglomerat bildet, und dass Tränkeberg und Löwenburg durch dieses ältere Conglomerat von einander getrennt sind.

Der östliche Ausläufer an der Löwenburger Tränke wird durch den soeben erwähnten einwandfreien Gang im Conglomerat [1]) gebildet. Unmittelbar daneben steht ein Basaltgang an. Der Andesit bildet dann den Rücken vom Tränkeberg (59) bis zum Grossen Brüngelsberg (Merkenshöhe) (58), wo er nördlich schroff senkrecht abfällt, und verliert sich mit einem Bogen in der Richtung zur Jungfernhardt und ist nur durch die massenhaft herumliegenden Blöcke in seiner Spur eine Weile zu verfolgen. Die Salbänder des ganzen Gangzuges bestehen aus tertiären Schichten. Im Rhöndorfer Thal steht Conglomerat an. An einem Holzwege in einem Seitenthal des Rhöndorfer Thales, westlich vom kleinen Brüngelsberg finden sich andere tertiäre Ablagerungen, und der Kleine Brüngelsberg selbst besteht aus einem sehr festen grauwackenartigen Gestein, welches ebenfalls dem Tertiär zuzurechnen ist. Sehr ähnlich, aber viel dunkler und hervorragend fest ist das Gestein, welches man an zwei Kuppen nördlich vom Brüngelsberg anstehen sieht. Sie liegen an einem Waldwege, welcher nicht fern von der Spitze des Grossen Brüngelsberges von dem von der Löwenburger Tränke nach jener führenden Weg an der Stelle rechts abzweigt, wo ein Stein „nach der Aussicht" weist. Die erste liegt nach 80 Schritten, die zweite weiter hinten, tiefer und leichter sichtbar, beide linker Hand. Das Gestein sieht einem vulkanischen nicht unähnlich, ist indessen ein klastisches und muss auch dem Tertiär zugewiesen werden, vielleicht durch den Contact mit Andesit verändert. Die Höhe, bis zu welcher es reicht, liegt nicht viel unter der des Grossen Brüngelsberges, gewiss nicht unter 370 Meter! Ob es zwischen dem Trachyt des Lohrberges und dem Andesit des Brüngelsberges gelegen, infolge der Eruptionen gefaltet ist, lässt sich wegen des Mangels an deutlicher Schichtung nicht feststellen. Jedenfalls ist die Höhe, in welcher es vorkommt, bemerkenswert.

---

[1]) Horner, a. a. O. pag. 439. — Jedenfalls genau derselbe Gang ist der als ein zweiter von v. Dechen, Führer, pag. 179, angegebene. — G. vom Rath, Verh. d. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1879, 36. Sitzungsber., 322.

Digitized by Google

v. Dechen[1]) erwähnt einen Gang am Fusse des Grossen Brüngelsberges im Rhöndorfer Thal. Das Vorkommen ist als eine Ausweitung, beziehungsweise trumartige Abzweigung des Brüngelsberg-Tränkebergganges aufzufassen. Auf die Zugehörigkeit des einen zum anderen im Gegensatz zu der entgegengesetzten Meinung v. Dechen's, hat G. vom Rath[2]) ausdrücklich zum Beweise seiner Auffassung von dem höheren Alter des Conglomerates hingewiesen.

Es sei hier bereits nebenbei bemerkt, dass das Gestein der Scheerköpfe (17) nicht, wie G. vom Rath[3]) meinte, ein dem Brüngelsberger etc. ähnlicher Andesit ist, sondern dass dort neben Dolerit typischer Trachyt auftritt.

Drachenfels-Lohrberg.

Die Schiffer zeigen dem, der es wissen will, die Stelle, wo im Rhein schroffe Felsen anstehen sollen, mit welchen die Wirbelungen an der Oberfläche des Wassers in Verbindung gebracht werden. Die Felsen[4]) sind vielleicht die letzten Ausläufer des mächtigen Trachytganges, der, nur an einer Stelle erheblich unterbrochen, vom Drachenfels bis über den Lohrberg hinaus das Rückgrat des Siebengebirges bildet.

Ob am Drachenfels (1), wie Mangold[5]) es will, zwei durch Devon getrennte Theile zu unterscheiden sind, vermag ich nicht zu beurtheilen, da der Aufschluss sehr zweifelhaft ist. Ich habe daher an v. Dechen's Darstellung festhalten zu sollen geglaubt.

Getrennt von der Hauptmasse liegt südlich ein gangförmiges Vorkommen von Trachyt im Devon, das am Wege von Rhöndorf zum Drachenfels gut zu erkennen ist.[6])

Am Sattel zwischen Drachenfels und Wolkenburg ist der Trachyt bekanntlich plötzlich durch Andesit unterbrochen (siehe

---

[1]) Führer, pag. 179. — Verh. d. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1879, 36. Sitzungsber., 407.

[2]) Trachyte des Siebengebirges, pag. 42. — v. Dechen, Führer, pag. 173.

[3]) Trachyte des Siebengebirges, pag. 30. — v. Dechen, Führer, pag. 104.

[4]) v. Dechen, Führer, pag. 55.

[5]) a. a. O. pag. 6.

[6]) v. Dechen, Führer, pag. 54.

Digitized by Google

weiter unten) und erst am Schallenberg trifft man wieder auf Trachyt. Der schwachen Mächtigkeit des Trachyts an der westlichen Grenze der Wolkenburg entspricht eine gleich schmale Partie an der östlichen, es scheint also von vorneherein eine empfindliche Stelle des Trachyts gewesen zu sein, an der sich später der Andesit der Wolkenburg Bahn brach. Am Schallenberg tritt aber gleich wieder eine Ausweitung ein. Der Rücken des Schallenberges (2) und Geisberges (3) verläuft bogenförmig und von den Spitzen derselben ziehen sich radial nach innen klippenartige Felsen in's Rhöndorfer Thal hinunter. Am Schallenberg (südlich, gegenüber vom Bolvershahn) findet sich in grosser Nachbarschaft bei einander ein Andesit-[1]) (29) und ein Doleritgang. Wie am Schallenberg gegen Nordwest eine Höhe vorgelagert ist, so am Geisberg gegen Südost; diese ist wie jene als Ausweitung des grossen Ganges aufzufassen.

Südlich vom Geisberg kommt auch Basalt vor.

Von dem, dem Geisberg folgenden Sattel (4), der, ein paar niedere Erhebungen bildend, wenig über das Conglomerat hinausragt, läuft ein Trum über das Zinnhöcker Knippchen (6) zum Zinnhöckchen bis nahe an den Mittelbach, am Zinnhöckchen durch Andesit (34) unterbrochen. Andere Andesitvorkommnisse in dieser Gegend sind: Eine kleine Erhebung nordwestlich vom Elsiger Feld (32) (westlich vom Schallenberg); eine kleine Erhebung westlich von der Jungfernhardt (33); ein schmaler Gang nördlich von der Jungfernhardt (35); eine Stelle auf dem Rücken des Heideschottberges (36). Ob und wie diese Vorkommen mit einander in Verbindung stehen, war nicht zu ermitteln. — Das Zinnhöcker Trum mag zum Theil nicht ganz durch das Conglomerat durchgebrochen sein, doch fehlt es an Aufschlüssen. Zu beiden Seiten desselben ist Thalbildung erfolgt.

Kurz vor der Jungfernhardt befindet sich eine spitze Höhe von Trachyt (5), und die Jungfernhardt (7) selbst entsendet einen bogenförmigen, theils klippigen Rücken in das Rhöndorfer Thal. Hier ist noch viel deutlicher als am Schallenberg und Geisberg zu sehen, wie bei der Erosion im Süden der Kette weit schroffere Felsen stehen geblieben sind als im Norden.

[1]) Ebenda, pag. 182. — G. vom Rath, Trachyte des Siebengebirges, pag. 39. — v. Dechen, Verh. d. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1879, 36. Sitzungsber. 407.

Digitized by Google

Obgleich der südlich von der Jungfernhardt, auf der linken Seite des Rhöndorfer Baches (8) anstehende, bereits oben erwähnte Trachyt im ganzen abweichende Merkmale zeigt, halte ich ihn doch für dazu gehörig. Mehr gleicht diesem hingegen der südlich von Bockeroth (9) anstehende, und man kann annehmen, dass dieser vor dem Breiberg-Löwenburg-Andesitausbruch mit jenem zusammenhing.

Nachdem Zehler[1]) den Trachyt südlich vom Bockeroth als Gang im Andesit beschrieben hatte, blieb diese Auffassung von v. Dechen[2]) und G. vom Rath[3]), welche den Fundort nicht wieder ausfindig machen konnten, anerkannt, von Letzterem allerdings mit Vorbehalt. Erst Mangold[4]) ermittelte das Vorkommen wieder und fasste es als selbständige kleine Kuppe auf. Insbesondere da dieser Punkt der einzige ist, von welchem Trachyt gangförmig in Andesit aufgeführt wird, ist ganz ausdrücklich darauf hinzuweisen, dass auch nicht der geringste Anlass zu einer derartigen Auffassung vorliegt. Die Ansicht, dass Trachyt- und Andesiteruptionen in wechselnder Folge stattgefunden haben, fällt damit ganz in sich zusammen: der Andesit ist immer jünger als der Trachyt.

Hinter der Jungfernhardt werden die Verhältnisse scheinbar sehr complicirt. Die Verschiedenheit der Gesteine und der Gebirgscontouren nimmt zu, und es liegt nahe, an wiederholte Trachytdurchbrüche zu denken. Eine solche Auffassung ist aber zu verwerfen: gerade an Stellen, wo man auf Grund des geologischen Baues verschiedene Gesteinsstructuren erwartet, sind dieselben übereinstimmend und umgekehrt.

Eine besonders auffallende und interessante Erscheinung ist an der V. V. S.-Strasse nördlich vom Oelend (10) und kurz vor der Userottswiese zu beobachten (Taf. III). Der Trachyt ist hier sehr schön dünnplattig abgesondert. Durch eine scharfe Grenzzone von wenigen Centimetern Dicke geschieden liegen am westlichen Theil die Platten höchstens 20° gegen Nordwesten geneigt, am östlichen dagegen sind sie mit über 60° Einfallen gegen Norden auf-

[1]) a. a. O. pag. 168.

[2]) Führer, pag. 181. — Verh. d. naturh. Ver f. Rheinl. u. Westf. 1879, 36. Sitzungsber., 407.

[3]) Trachyte des Siebengebirges, pag. 40.

[4]) a. a. O. pag. 17.

Digitized by Google

gerichtet. Die Grenzzone besteht aus zerriebenem trachytischen Material. Der Trachyt der beiden Theile unterscheidet sich durch nichts. Bedenkt man, dass Userottswiese ein Quellgebiet darstellt, so ist die Behauptung nicht zu kühn, dass hier eine Verwerfung vorliegt. Der östliche Theil hat sich — im Norden einsinkend — um eine Westost streichende Axe gedreht. Die Köpfe der aufrechten Absonderungsschichten bilden am Oelend und dessen Fortsetzung jenseits des von Userottswiese in's Rhöndorfer Thal führenden Weges klippenartige Hervorragungen.

Am Lohrberg kann man eine Reihe von Rücken unterscheiden, welche jeder für sich mehr oder weniger einheitliche, von einander zum Theil recht verschiedene Gesteinsstructuren aufweisen. Da man, wie im petrographischen Theile dieser Arbeit ausgeführt ist, die Gesteine unmöglich trennen kann, und als Ursache der Schwankungen in der Structur Erkaltungserscheinungen und andere physikalische Vorgänge annehmen muss, so kommt wohl die gleiche Gesteinsbeschaffenheit innerhalb jedes einzelnen Rückens in der gleichen Widerstandsfähigkeit gegen die Erosion zum Ausdruck. Man kann im wesentlichen vier Rücken unterscheiden, welche vom Gipfel ausstrahlen, und einen, welcher gesondert liegt. Dieser letztere ist der südlichste, derselbe, der oben bei Besprechung der Altersfrage erwähnt wurde, mit dem Gangtrum am Ittenbacher Kottnebel (14). In der Nähe der Löwenburger Tränke ist eine Ausweitung, so dass man den Trachyt an der Fahrstrasse zwischen Conglomerat aufgeschlossen sieht.[1]) Unmittelbar daneben tritt ein Basaltgang auf. Dieser Rücken setzt sich über den Ittenbacher Kottnebel zur Perlenhardt (15) fort, wo er einen scharfen Kamm mit klippigen Felsen bildet. Die anderen Rücken verlaufen folgendermassen: 1. gegen Südwest in's Rhöndorfer Thal (Erpelndahls Kopf) (12); 2. gegen West zum Oelend (10 z. T.); 3. gegen Nordwest zum Steinbruch am Userott, zuletzt bogenförmig nach West biegend (11); 4. gegen Nordost im District Auf dem Lahrberg (nördlich von Lahr) auslaufend (13).

[1]) Hiermit ident ist jedenfalls einer der von v. Dechen (Verh. d. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1879, 36. Sitzungsber., 407) angeführten Gänge von Sanidin-Oligoklastrachyt im Trachytconglomerat, welche in dieser Gegend sein sollen. Abgesehen von dem Vorkommen am Ittenbacher Kottnebel habe ich sonst Gänge hier nicht finden können — trotz Nachgrabungen.

Digitized by Google

Nördlich vom Userottsrücken am Eingang zum Steinbruch ist der Trachyt im Contact mit Conglomerat in fast senkrechter Begrenzung aufgeschlossen.

Der ganze Gangzug scheint sich in zwei Trümern an der Perlenhardt und Auf dem Lahrberg auszukeilen.

Ueber die Andesitgänge in dieser Gegend wird weiter unten berichtet werden.

Scheerköpfe.

An den Scheerköpfen (17) geben v. Dechen[1]) und G. vom Rath[2]) Andesit an. Der nördliche besteht aus Dolerit[3]), auf dem südwestlichen (Eugeniensruh) und südöstlichen steht ein und derselbe typische Trachyt an. Man kann hier einen Gang annehmen in der Richtung des langen Rückens des südöstlichen Scheerkopfes, während der kleine in das Einsitterthal weisende Rücken des südwestlichen einer Ausweitung gleichkommen dürfte.

Unterhalb der Scheerköpfe im Einsitterthal (18) an der Löwenburg-Honnefer Fahrstrasse steht im Devon ein Trachytgang an, der sich im weiteren Verlauf ausweitet, so dass Mangold[4]) ihn als Kuppe beschrieben hat. Nach v. Dechen[5]) soll hier auch ein Trachytgang im Conglomerat, beziehungsweise eine Kuppe anstehen. („Das Verhalten des Trachyts und des Conglomerats an dieser Stelle ist nicht ganz klar.") Es scheint hier ein Irrthum vorzuliegen: Vieles, was irrthümlich als „Conglomerat" oder „Tuff" bezeichnet worden ist, hat mit den typischen Conglomeraten des Siebengebirges nichts zu schaffen, ist vielmehr nachweislich ein modernes Conglomerat, aus Schotter von den benachbarten Höhen (Tränkeberg u. s. w.) bestehend.

Possberg. Fritzcheshardt. Krahhardt.

Am Possberg (19), wo nach v. Dechen[6]) Trachyt vorkommt, fand ich einige Stücke davon herumliegen, jedoch nichts Anstehendes.

---

[1]) Führer, pag. 103 u. 104.

[2]) Trachyte des Siebengebirges, pag. 30.

[3]) Deiters (a. a. O. pag. 115 u. 126 ff.) meint, wie aus dem Kieselsäuregehalt seiner Analyse hervorgeht, jedenfalls dasselbe Gestein, ohne dessen typisch doleritische Natur hervorzuheben

[4]) a. a. O. pag. 17.

[5]) Verh. d. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1879, **36**. Sitzungsber., 406.

[6]) Führer, pag. 89 u. 90.

Digitized by Google

Der Trachyt ähnelt weder dem der Scheerköpfe, noch dem des soeben erwähnten Ganges, und bei dem vollständigen Fehlen von Aufschlüssen ist es unmöglich, sich ein Bild von den Lagerungsverhältnissen zu machen.

An der Fritzcheshardt (20) gibt Zehler[1]) ganz richtig Trachyt an, während v. Dechen[2]) Andesit aufführt. Ich habe den Trachyt durch Nachgraben nahe am Gipfel nachweisen können. Er scheint auch auf der Sohle des von Honnef und Rommersdorf herführenden Weges an einer Stelle ungefähr nordwestlich vom Gipfel anzustehen.

Die südlichste Trachytpartie im Siebengebirge steht an der Krahhardt (21), südlich von der Löwenburg, an. Sie ist in vor fünfzig Jahren betriebenen Steinbrüchen an einer Stelle aufgeschlossen, an welcher nach einem neuen Project eine Fahrstrasse von Honnef nach der Löwenburg vorüberführen soll.

Auch den Verlauf der letztgenannten Trachyte vermochte ich nicht festzustellen.

Wasserfall-Oelberg.

Der Wasserfall-Oelbergzug gestattet aus der Oberflächengestaltung gar keine Schlüsse, und ich gestehe gern ein, dass ich mir keine rechte Klarheit über die Verhältnisse habe verschaffen können, zumal die Aufschlüsse sehr mangelhaft sind.

Der Trachyt zieht sich von der Grossen Rosenau (22) an, nordöstlich das Salband des oben beschriebenen Andesitganges bildend, wie es scheint, in einem schmalen Streifen gegen den Wasserfallberg (23) hin, wo er zu einem dicken Massiv anschwillt. Man kann das Vorkommen vom Wasserfallberg bis zur Grossen Rosenau wohl als Auskeilung bezeichnen. Nach v. Dechen[3]) besteht die Grosse Rosenau ausschliesslich aus Andesit, doch muss unzweifelhaft an dem östlichen Abhang und bereits ziemlich nahe am Gipfel Trachyt oder Conglomerat anstehen, da dort ansehnliche Trachytblöcke zu finden sind. Diese sind so einheitlich und typisch, dass mir die Annahme, sie rührten aus dem Conglomerat her, unstatthaft erscheint.

---

[1]) a. a. O. pag. 171 u. 172.

[2]) Führer, pag. 59.

[3]) Führer, pag. 101.

Digitized by Google

Auch die Aufschlüsse unten an der Strasse weisen im Gegensatz zu v. Dechen's[1]) Annahme auf echten Trachyt.

Am Wasserfallberg, wo der Trachyt nicht nur östlich, sondern auch westlich von dem Stenzelberg-Rosenau-Wasserfallberg-Andesitgang aufgeschlossen ist, tritt im Streichen erst die Hauptrichtung ein.

Der Rücken zwischen Wasserfallberg und Oelberg (District Wasserfall), die südwestliche und südliche Umgebung des Oelberges (25) bis in das Mittelbachthal (24) und zur Margarethenkreuz-Ittenbacherstrasse bestehen aus Trachyt. Wie weit aber überall die Verbreitung geht, war mir nicht möglich festzustellen, so dass ich ungefähr die von v. Dechen gegebene Begrenzung auf meiner Skizze beibehalten habe.

Am südwestlichen Abhang des Oelberges nahe an der Stelle, wo der Fussweg zum Oelberggipfel von der Heisterbacher V. V. S.-Strasse[2]) abzweigt, ist eine kleine Partie Conglomerat entblösst, welche scheinbar in derselben Weise den Trachyt überlagern dürfte, wie an der Rosenau den Andesit.

Die durcheinander liegenden Massen am Eingang des „Rheinbruchs" am Oelberg sind nicht als Conglomerat aufzufassen, sondern als durch den Basaltausbruch mitgerissenes, in der Tiefe anstehendes Material. Hierfür spricht schon das Vorkommen von basaltischem Andesit unter jenen Massen, welcher in dieser Gegend gangförmig (61) im Conglomerat aufsetzt. Ferner konnte ich unmittelbar unter dem Bruch an mehreren Stellen durch Nachgraben typischen Trachyt feststellen.

Im Süden vom District Wasserfall ist ein Basaltgang zu erwähnen, der an der Mittelbachstrasse ganz nahe bei der Stelle aufgeschlossen ist, wo der untere Steinabfuhrweg vom Userottssteinbruch einmündet.

In der Ittenbacher Hölle, und zwar unmittelbar unter dem Margarethenkreuz, steht ein eigenthümliches Gestein an, welches v. Dechen[3]) als Trachyt mit eingewachsenen Trachytbruchstücken folgendermassen charakterisirt: „Das umschliessende Ge-

[1]) Ebenda, pag. 224.

[2]) Die vom Verschönerungsverein Siebengebirge gebaute Strasse von Heisterbach nach dem Margarethenkreuz.

[3]) Führer, pag. 120.

Digitized by Google

stein besteht aus einer kleinkörnigen braunrothen Grundmasse mit wenig weissen Feldspathpünktchen, während die eingeschlossenen Bruchstücke eine erdige, bläulichweisse Grundmasse mit ausgesonderten Feldspathkrystallen zeigt." v. Dechen knüpft daran die Betrachtung, dass, sobald die eingeschlossenen Bruchstücke häufiger werden, Breccientrachyte oder Trachytbreccien entstehen würden. Nach meiner Auffassung muss man hier thatsächlich ein Brecciengestein (Conglomerat) annehmen.

Ob dieses Conglomerat sich in der Richtung nach Ittenbach fortsetzt, war nicht zu ermitteln. Es konnte daher nicht festgestellt werden, ob der Drachenfels-Lohrbergzug mit dem in Rede stehenden verbunden ist, weshalb die v. Dechen'sche Darstellung (Verbindung) beibehalten wurde. Nach dieser Annahme würde man sich vorstellen müssen, dass gleich an der Stelle, wo die grössten Trachytmassen liegen (Lohrberg, Oelberg), also die eruptive Thätigkeit ihr Centrum hatte, eine Gabelung des Gangzuges stattgefunden hat.

Charakteristisch für die Umgebung vom Margarethenkreuz ist der Reichthum an Andesitgängen in grösserer oder geringerer Mächtigkeit im Trachyt und Conglomerat. Die Gänge scheinen mehr oder weniger parallel zu verlaufen, doch war die Streichrichtung nur bei einzelnen festzustellen.

Zunächst sind drei, davon zwei petrographisch ganz eigenartige und gleiche Gänge westlich vom Margarethenkreuz zu erwähnen. Geht man von diesem Punkte die sogenannte Ittenbacher Strasse (Mittelbachstrasse) gegen Königswinter hinunter, so kommt man sehr bald, wenige Schritte hinter der V. V. S.-Bank Nr. 21 an einen Steinbruchversuch. An den Seitenstössen steht Trachyt an, dazwischen streicht ein 3—4 Meter mächtiger Andesitgang (41) in Stunde 1 bis 2, der in der Mitte sehr zersetzt ist und sandiges Material liefert. Man kann den Gang, der einen kleinen Rücken bildet, eine kleine Strecke gegen den Oelberg hin verfolgen. — Der nächste Steinbruch steht ganz im Trachyt, ebenso ein Versuch an einer scharfen Biegung der Strasse. Darauf folgt ein Bruch mit sehr schmaler Zufahrt. In diesem findet man leicht gleich vornan links im Trachyt einen etwa 1 Meter mächtigen Gang, den man wenige Schritte unterhalb des Bruches an der Strasse wiederfindet, mit einem Streichen zwischen Stunde 12 und 1 (61). — Man braucht die Strasse nicht weit zu verfolgen — man befindet sich gerade

Digitized by Google

gegenüber vom Steinbruch am Userott —, um von neuem auf Andesit zu stossen, welcher petrographisch dem vorigen Vorkommen gleich und eigenthümlich ist, und welcher einen recht mächtigen Gang bildet (61). Diesem gehört jedenfalls auch der Andesit im Trachyt an, der an der Heisterbacher V. V. S.-Strasse, an der Stelle, wo sich der Fussweg zum Oelberggipfel abzweigt, durch den Strassenbau aufgeschlossen ist, ebenso der durch einen alten Steinbruchsversuch entblösste, welcher in dem tiefen Einschnitt (Ittenbacher Hölle) an dem Fussweg, der vom Margarethenkreuz über die untere Userotts-Steinabfuhrstrasse zur Mittelbachstrasse führt, im Contact mit Conglomerat mit prachtvoller horizontaler Säulenabsonderung unschwer wieder zu erkennen ist.

Welcher dieser Aufschlüsse der von Zehler[1]) und welcher der von v. Dechen[2]) beschriebene ist, und ob überhaupt idente vorliegen, ist nicht mit Sicherheit festzustellen, thut auch gar nichts zur Sache. Nur ist zur Berichtigung zu erwähnen, dass Zehler's und v. Dechen's Gang verschieden sind, wie ein Vergleich ihrer Beschreibungen ohne weiteres darthut.

Aus dem gewöhnlichen (trachytischen) Andesit besteht das Gestein an folgenden Punkten:

An der Margarethenkreuz-Löwenburgstrasse gegenüber vom ersten Bauernhaus von Lahr (38).

Eine felsige Partie (40), welche von wenig Ackerkrume überdeckt ist, in einem östlich vom oben genannten Haus gelegenen Felde, auf welche mich der Pächter dieses Feldes aufmerksam machte. Nördlich hiervon, auf dem südlichen Abhang des Rückens Auf dem Lahrberg (39), liegen neben Trachyt, Basalt und Dolerit so viele Andesitstücke herum, dass man auch Anstehendes dieses Gesteines hier vermuthen muss.

Zwischen den beiden Lohrberg-Ausläufern, Perlenhardt und Auf dem Lahrberg, zieht sich ein kleiner Rücken (37), der halb bestellt, halb bewaldet ist, gegen die Ortschaft Hardt hin. Da, wo ein Bach, der später durch Ittenbach fliesst, aus dem Walde in die ebenen Feldfluren tritt, findet man lauter Andesit, der zwar nicht sicher, aber mit grösster Wahrscheinlichkeit als anstehend zu betrachten ist.

[1]) a. a. O. pag. 110 f.

[2]) Führer, pag. 177.

Digitized by Google

Ferner finden sich auf der jetzt bepflanzten Halde hinter dem Sophienhof, welche von den zur Fundamentirung des Hauses ausgebrochenen Steinen herrührt, neben Trachyt sehr viele Andesitblöcke, so dass auch an dieser Stelle Andesit zu vermuthen ist.

Alle diese Vorkommen gehören jedenfalls Gängen im Trachyt an, doch gelang es nicht, Näheres darüber festzustellen.

Man wird mit der Annahme nicht fehlgehen, dass die zahlreichen Andesitgänge in dieser Gegend mitbestimmend zur Bildung der Wasserscheide gerade hier gewesen sind. Sie bilden das Gerüst, welches dem ganzen Bau Halt gegeben hat.

Hirschberg-Wolkenburg-Bolvershahn.

Der Drachenfels-Lohrberg-Zug ist, wie schon erwähnt, an seiner schmalsten Stelle, nämlich zwischen Drachenfels und Schallenberg, von Andesit durchbrochen. An jenem Berge ist die Grenze in dem nur engen Sattel ziemlich genau festzustellen, an diesem nicht. Der Andesit erstreckt sich über die Kuppen der Wolkenburg (28) zum Wimmerberg und zum Bolvershahn (29), wo er in einem ziemlich jähen Abfall endet, nur noch vielleicht als Trum den beim Schallenberg bereits erwähnten Gang im Trachyt bildet. Weder gegen Süden, noch gegen Norden dürfte die Ausbreitung des Andesits so weit reichen, wie v. Dechen auf seiner Karte angibt; gegen Süden (südlich vom Wimmerberg) liegen auf einem Rücken zahlreiche, auf Devon zurückzuführende Schieferstücke herum, gegen Norden reicht noch bis über die Höhe des Dechen-Denkmals Conglomerat hinauf.

Abseits von diesem Zuge liegt der Hirschberg (30), dessen Andesit eine etwas grössere Verbreitung hat als v. Dechen annahm, welcher eine, wie man am Strassengraben undeutlich aufgeschlossen sehen kann, zweifellos dazu gehörige Partie, diejenige, auf welcher das Wärterhaus des Verschönerungsvereins am Vereinigungspunkt der Drachenfelser und der Margarethenkreuzer V. V. S.-Strasse steht, davon trennte und mit der Wolkenburg verband. Während ich eine solche Verbindung nicht nachweisen konnte, ist andererseits anzunehmen, dass die kleine Kuppe östlich vom Hirschberg[1]) (31), (wo übrigens auch ein Basaltgang vorzukommen scheint), von diesem durch Conglomerat nicht geschieden ist. Das Conglomerat unmittelbar

Digitized by Google

nördlich vom Wimmerberg[1]) ist demgemäss mit der grossen Ablagerung desselben in der Ofenkaule zusammenhängend, was bereits Mangold[2]) angibt. Die westliche Begrenzung des Andesits vom Hirschberg ist sowohl an der V. V. S.-Strasse nicht fern vom Hirschberger Steinbruch aufgeschlossen, als auch an dem Fussweg, der am erwähnten Wärterhaus von dieser Strasse nach der Drachenburg abzweigt.

v. Dechen[3]) erwähnt zuerst einen durch den Strassenbau blossgelegten, aber wieder verschütteten Gang nördlich von der Wolkenburg, der auch für diese Gegend den Beweis liefert, dass der Andesit jünger ist als Conglomerat. Da man nun einen Zusammenhang des Hirschberger Andesits mit dem an der Wolkenburg und am Bolvershahn annehmen muss, so ist dem Conglomerat zwischen diesen Punkten dieselbe oberflächlich bedeckende Rolle zuzuschreiben, wie an der Grossen Rosenau.

Die conglomeratartige Ueberdeckung des Andesits am Bolvershahn ist nach v. Dechen[4]) weiter nichts als Verwitterungsproduct. Mir war dieselbe leider unzugänglich.

Dass der von mir nicht mehr aufgefundene Aufschluss an der Vogelskaule südlich von der Wolkenburg auf ein höheres Alter des Conglomerats gegen Andesit weist, hat v. Dechen[5]) schliesslich selbst zugegeben. Trotzdem konnte er sich nicht entscheiden, dieses Altersverhältnis als allgemeingiltig anzuerkennen.

Die Andesitvorkommnisse am Petersberg und am Nonnenstromberg (43) konnte ich nicht ausfindig machen.

Petrographischer Theil.

Es schien für die Uebersichtlichkeit der Beschreibung der Gesteine zweckmässig, die der sie zusammensetzenden Minerale gesondert vorangehen zu lassen. Es war das umso mehr geboten, als

[1]) v. Dechen, Führer, pag. 176.

[2]) a. a. O. pag. 14.

[3]) Verh. d. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1879. **36.** Sitzungsber. 406. — G. vom Rath, Ebenda. Sitzungsber. 323. — Wahrscheinlich ist das von A. von Lasaulx (Ebenda. 1884. **41.** Sitzungsber. 156) beschriebene Vorkommen dasselbe.

[4]) Führer, pag. 176. — Verh. d. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1879. **36.** Sitzungsber. 404.

[5]) Ebenda. Sitzungsber. 405.

Digitized by Google

bis auf eine einzige Ausnahme sämmtliche Minerale, nicht nur sowohl in den Trachyten, als auch in den Andesiten auftreten, sondern auch in beiden Gesteinen mehr oder weniger gleichmässig ausgebildet sind. Selbstverständlich finden in diesem ersten Abschnitt die Minerale, welche den behandelten Gesteinen fremd sind, wie z. B. Cordierit, keine Beachtung.

Die Minerale.

Feldspath.

Der „Sanidin vom *Drachenfels*“ gilt als so bekannt, dass es gewagt erscheint, ihn zu beschreiben. Indessen bietet einmal die mikroskopische Untersuchung desselben einiges Interessante dar, und dann habe ich darüber in der Literatur keine näheren, beziehungsweise zusammengefassten Angaben gefunden. Bekanntlich tritt derselbe theils nach der Symmetrieebene dünn tafelförmig auf und ist dann nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingt, oder prismatisch nach der Axe *a* lang gezogen, in dieser Form nicht sehr häufig Bavenoer und Durchkreuzungszwillinge aufweisend. Jene Krystalle zeigen *M* (010), *P* (001), *l* (110), *n* (021), *o* ($\bar{1}11$), *y* ($\bar{2}01$), sehr selten *z* (130) — *x* ($\bar{1}01$) kommt bei den mir vorliegenden Stücken nicht vor —; an diesen beobachtete ich nur *M, P, l, y*. Unter dem Mikroskope zeigt der Sanidin grosse Reichhaltigkeit an Einschlüssen, namentlich Plagioklas, Augit und Titanit, ferner Glimmer, Apatit, Zirkon und Magnetit. Auf den Spaltrissen ist er wohl durch Limonit schmutzigbraun, fast undurchsichtig. Ausserdem sind bereits von H. Vogelsang[1]) besprochene, farblose Einschlüsse vorhanden, die einestheils ihrer buchtigen Formen und ihres optischen Verhaltens wegen als Hohlräume angesehen werden dürfen, anderentheils aber nadel- oder stabförmige Mikrolithe sind. Diese weisen deutliche krystallographische Begrenzung auf, sind häufig den Spaltrissen des Wirtes parallel orientirt und löschen bald gerade aus, bald bis zur Winkelgrösse eines halben Rechten schief gegen die Längserstreckung. Sie haben ein starkes Relief und treten auch, allerdings seltener in mikroskopischen Sanidinen auf *(Scheerköpfe)*.[2]) Es ist nach diesen

[1]) Philosophie der Geologie. 1867. 165 u. 170.

[2]) Die eingeklammerten Ortsnamen sind nur Beispiele.

Digitized by Google

Merkmalen wahrscheinlich, dass man es mit einem Pyroxen zu thun hat.

Die Einschlüsse, welche sich oft colonienweise zusammenschliessen, sind meist sehr corrodirt, nur der Titanit ist immer auffallend schön begrenzt. Die orientirte Lagerung des Plagioklas im Sanidin tritt nicht in dem Masse auf, wie man es erwarten sollte.

Die eingeschlossenen Minerale kommen in solcher Menge vor, dass ihr Einfluss auf die chemische Analyse[1]) nicht unerheblich sein kann. Eine einwandfreie Analyse mit durch schwere Flüssigkeit gereinigtem Material konnte ich leider nicht erhalten. Es konnte aber zweifellos die vollständige Abwesenheit von Kalk und Magnesia im Sanidin festgestellt werden. Da der früher stets gefundene Kalk zum grössten Theil dem Plagioklas der Einschlüsse angehören dürfte, kann man auch annehmen, dass der Natrongehalt der alten Analysen ein höherer ist, als dem Sanidin zukommt.

Die mikroskopischen Sanidineinsprenglinge sind meistens schlecht begrenzt. Zerbrochene und wieder geheilte Krystalle sind — auch bei makroskopischen Individuen — bekanntlich häufig. Zonarstructur ist sehr verbreitet. Manchmal ist dabei die Auslöschung nicht wie sonst, eine von Zone zu Zone fortschreitende, sondern derart, dass eine oder mehrere Zonen zugleich hell sind, die anderen dunkel (Tafel IV, Fig. 1). Diese Erscheinung ist durchaus abweichend von dem gewöhnlichen Zonenbau, lässt sich daher nicht durch verschiedene Zusammensetzung der Schalen erklären, denn abgesehen davon, dass die Auslöschungsschiefen erheblich von einander abweichen, wäre es doch gar zu wunderbar, wenn das Magma, in welchem sich die Sanidine ausschieden, zu mehrfach wiederholten Malen genau dieselben Bedingungen erfüllte, unter welchen sich eine bestimmte Feldspathsubstanz bildete. Herz[2]) muthet bei der Erklärung gleicher Erscheinungen an Plagioklasen durch ruckweise Strömungen im Magma, sowohl diesem als auch den Vorgängen darin, ein undenkbares Verhalten zu. Vielmehr erscheint die Annahme gerechtfertigter, dass die Substanz der einzelnen Krystallzonen dieselbe, die krystallographische Orientirung aber verschieden ist. Ob diese Ungleichartigkeit dadurch hervorgerufen ist, dass eine Unregelmässig-

[1]) Vergl. v. Dechen, Führer, pag. 73 ff.

[2]) Die Gesteine der Ecuatorianischen West-Cordillere vom Pululagua bis Guagua-Pichincha. Inaug.-Diss., Berlin 1892, pag. 34.

Digitized by Google

keit in der gegenseitigen Lage der einzelnen Theile angenommen wird, wie sie sich z. B. auch in den Vicinalflächen vieler Minerale äussert, oder dass man eine Anlagerung der Molekülle in einer Zwillingsstellung annehmen muss, wird kaum festzustellen sein, da die in Rede stehende Erscheinung typisch und eclatant äusserst selten zu beobachten ist. Bekanntlich nimmt Michel-Lévy[1]) für die Erklärung des Zonenbaues in den triklinen Feldspathen eine submikroskopische Vereinigung von Zwillingslamellen nach dem Albit- und dem Periklingesetz an: beim Sanidin, wo man keine isomorphe Mischungsreihe kennt, ist die Frage aber eine andere als beim Plagioklas.

Den Plagioklas in den Trachyten und Andesiten des Siebengebirges findet man in der Literatur, wenn überhaupt, stets als Oligoklas charakterisirt. Dieser ist allerdings sehr verbreitet und mit Sicherheit durch chemische Analysen[2]) makroskopischer Kryställchen festgestellt. Die neueste Analyse — Plagioklas aus dem Trachyt der *Perlenhardt* — theilt G. vom Rath[3]) mit:

SiO_2	62·2
Al_2O_3	23·5
CaO	5·3
Na_2O	9·0
	100·0

Glühverlust 0·44. Specifisches Gewicht 2·576. Das Natron wurde aus dem Verlust bestimmt.

Doch sind sicher auch basischere Varietäten unter den Einsprenglingen einzelner Gesteine. Als grösste Schiefe der Auslöschung konnte ich 37° feststellen, aber unter dieser Grösse sind mir alle möglichen Werte begegnet. Man kann also annehmen, dass die ganze Reihe der Plagioklase vom Oligoklas bis über den Bytownit hinaus vorkommt. G. vom Rath[4]) hat auch Albit in einem Trachyteinschluss aus dem Conglomerat beschrieben.

Nur selten sieht man gut ausgebildete Exemplare. Regelmässige Umwachsung durch Sanidin wurde mehrere Male beobachtet

[1]) Comptes rendus. 1882. **94**. 93 u. 178.
[2]) v. Dechen, Führer, pag. 78.
[3]) Verh. d. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1875. **32**. Sitzungsber. 58.
[4]) Ebenda. 1873. **30**. Sitzungsber. 166.

Digitized by Google

(Tafel IV, Fig. 1). Zonarbau ist häufig. Interessant ist ein Krystall, der durch und durch corrodirt erscheint und dessen durch die Corrosion entstandenen Hohlräume mit neuer, anders, aber unter sich gleich orientirter Substanz angefüllt sind (Tafel IV, Fig. 3).

Die Zugehörigkeit der Grundmasse-Feldspathe ist im allgemeinen durch die mikroskopische Analyse nicht festzustellen. Sie kommen in allen möglichen Grössen vor, so dass oft nicht zu entscheiden ist, ob man es mit einem Einsprenglingsfetzen zu thun hat. Ferner sieht man in einem und demselben Schliff geradezu zwei Generationen von Mikrolithen, welche erheblich in Grösse von einander abweichen und keine Mittelglieder haben *(Oelberg)*. Die Auslöschung gegen die Längsrichtung beträgt 0 bis 10°. Bei besserer Individualisirung sind hier und da deutliche Zwillinge zu beobachten. Häufiger hat man es mit undulöser Auslöschung zu thun. Man kann daher nicht feststellen, welchem krystallographischen System die Hauptmasse der Feldspathe angehört, und nur aus der Bauschanalyse schliessen, ob Sanidin oder Oligoklas vorliegt. Indessen sind die Gesteine danach nicht so scharf getrennt, wie bisher angenommen wurde, da ich in den Trachyten ebenso wie in den Andesiten auf Oligoklas zurückzuführende Zwillinge auffinden konnte. Am schönsten ist die Grundmasse im Aegirintrachyt *(Kühlsbrunnen)* individualisirt. Hier findet man nur Zwillinge, und wenn auch immer eine Schattenwanderung stattfindet, so ist doch eine Grenze deutlich, bis zu welcher die Dunkelheit der einen Krystallhälfte zunimmt, ehe die andere auslöscht. Das Maximum der Auslöschung gegen die Zwillingsgrenze passt für Karlsbader Zwillinge. Es ist ungewöhnlich, Grundmasse-Feldspathe nach diesem Gesetz verzwillingt zu sehen, da dieselben nach der Axe *a* gestreckt aufzutreten pflegen. Es ist nicht unmöglich, dass es einmal festgestellt wird, dass ein Anorthoklas vorliegt, umsomehr, als das Vorkommen dieses Minerals gerade in den Aegirin- und Akmittrachyten erwähnt wird.[1])

Die Zersetzung des Feldspathes ist allgemein und in jedem Schliff zu beobachten. Kein Mineral setzt derselben so wenig Widerstand entgegen wie dieses. Calcit findet man — naturgemäss — besonders häufig in den basischeren Plagioklasen, während andere Umwandlungserscheinungen den monoklinen und triklinen Feldspathen

[1]) Vergl. Rosenbusch, Mikr. Physiogr. 1877. II, pag. 599.

Digitized by Google

gemein sind. Neben Limonit tritt namentlich in den Rissen der Krystalle ein feines, farbloses Aggregat auf, welches starke Doppelbrechung besitzt und bei gekreuzten Nicols in der Hellstellung schönen Silberglanz zeigt. Diese Charaktere weisen auf Kaolin, Talk oder Muscovit. Quarz[1]) tritt in den Klüften der zerbrochenen Krystalle in zierlichen aufgewachsenen Krystallen auf, da er aber in den Hohlräumen des ganzen Gesteines auch nicht selten ist, so kann man ihn nicht direct als Secundärproduct des Feldspaths auffassen. Die üblichste Zersetzung ist die in eine bei gewöhnlichem Licht einheitlich aussehende, durchsichtige Substanz von hellgrünen bis hellbraunen, oft fast wasserhellen, selten goldgelben Farben, welche bei gekreuzten Nicols sehr fein gekörnelt und schwach doppelbrechend erscheint. Am liebsten nimmt sie den Kern des Krystalls ein und begrenzt dessen unangegriffene Hülle von Innen in geraden Linien (Tafel IV, Fig. 4), oft aber kommt sie in regelloser Verstreuung, oder nach Art der Glaseinschlüsse in rundlichen Gebilden in bestimmten Zonen vor. Rosenbusch[2]) beschreibt das letztere Auftreten und nimmt mehr oder weniger entglaste Glaseinschlüsse an, doch kann ich mich seiner Auffassung, obwohl vielleicht hier und da auch Glas auftreten mag, im allgemeinen nicht anschliessen, da die Aggregate, ob sie nun globulitisch, in Zonen oder regellos vertheilt sind, oder ob sie den ganzen Krystall einnehmen oder nur dessen Kern, stets dieselben Merkmale zeigen, und daher vermuthlich dieselbe Substanz und denselben Ursprung haben. Wahrscheinlich sind es zeolithische Zersetzungsproducte.

Pyroxen.

Der Augit tritt als Einsprengling sowohl in schön ausgebildeten Krystallen, als auch fetzenartig auf. Er ist unter dem Mikroskope gewöhnlich von saftig grüner Farbe und zeigt in basalen Schnitten zuweilen schwachen Pleochroismus, zuweilen aber auch sehr deutlichen, wobei der Ton zwischen einem reinen und einem gelben Grün bis grünen Gelb schwankt *(Breiberg)*.[3]) Graue Farben kommen selten

[1]) Nöggerath, Karsten's Archiv. 1844, 18, pag. 463. — Bischof, Lehrb. d. chem. u. phys. Geol. 1. Aufl., 2, pag. 302 (nach v. Dechen). — G. vom Rath, Trachyte des Siebengebirges. 1861, pag. 9. — v. Dechen, Führer, pag. 68.

[2]) Mikr. Physiogr. 1885, I, pag. 513.

[3]) Rosenbusch, Mikr. Physiogr. 1887, II, pag. 663. (Lies statt Bleiberg: Breiberg.)

Digitized by Google

vor *(Stenzelberg)*. Intensiv gelbe Töne, die hier und da auftreten, lassen, da sie häufig nach dem Innern des Krystalls in grüne übergehen, auf nachträgliche Veränderung schliessen. Die Spaltbarkeit nach der Säule ist meist sehr deutlich, tritt aber manchmal, und zwar besonders gern bei Zwillingen nach (100), nur einseitig auf. Es gibt aber auch viele Exemplare ohne jegliche Andeutung von Spaltbarkeit, welche hin und wieder Absonderungen in schief verlaufenden Linien aufweisen. Ich glaube, dass diese Pyroxene von den häufiger auftretenden mit guter Spaltbarkeit unterschieden werden müssen, und es scheint, als wenn sie sich von diesen ausser durch die Cohäsion durch ein rauheres Relief, intensivere Polarisationsfarben, starke Corrosion und Einschlüsse nadelförmiger Mikrolithe unterscheiden lassen. Uebrigens kommen beide Varietäten durchgängig neben einander vor. Der Auslöschungswinkel des Augits wurde zu 44 bis 46° beobachtet. Zonare Krystalle sind häufig (in den Andesiten), ebenso Zwillinge, welche meist nach (100), oft polysynthetisch angeordnet, gebildet sind, während Durchkreuzungszwillinge, wahrscheinlich nach (101), seltener vorkommen. Der Augit scheint eine besondere Neigung zu haben, schaarenweise auf einen Fleck zusammenzutreten.

Als Mikrolith in der Grundmasse ist er häufig und als solcher tritt er auch gern rahmenartig um fremde Mineraleinschlüsse auf, deren angeschmolzenem Rande er vermuthlich Material zu seiner Bildung entzogen hat. Ueber die Umschmelzung aus Hornblende vergleiche bei dieser weiter unten.

Seine Zersetzungsproducte sind im wesentlichen zweierlei: einmal ganz feine faserige oder körnige Aggregate, welche an Serpentin und Chlorit erinnern, dann Quarz. Die Augitkrystalle sind entweder ganz frisch oder ganz metamorphosirt, Uebergänge wurden nie wahrgenommen. Das erstere Umwandlungsproduct, in meist ganz lichten, schmutzig braunen Farben durchsichtig, mag verschiedener Art sein: die faserigen Aggregate — die Fasern stehen in bekannter Weise senkrecht gegen die Risse — haben deutliche Doppelbrechung, die körnigen dagegen kaum bemerkbare. Diese, welche manchmal auch hellgelb sind, erinnern lebhaft an die beim Feldspath und die bei der Hornblende beobachteten, während die faserigen denen der serpentinisirten Olivine ähnlich sehen. Selten sieht man in den Aggregaten Limonit, dann aber oft in dem Masse, dass er den Querschnitt eines Krystalles fast vollständig einnimmt *(Rhöndorfer*

Digitized by Google

Thal unterhalb V. V. S.-Bank 72). Manchmal (Trachyt südlich vom *Bockeroth)* kommen in den zersetzten Augiten globulitische Gebilde in reihenförmiger Anordnung vor, welche denen von zersetzten Titaniten vollkommen gleichen, so dass man annehmen kann, dass die ursprünglichen Augite titanhaltig waren. Es erscheint dies um so weniger unwahrscheinlich, als A. Knop[2]) in Augiten aus Limburgit, Basalt und Phonolith des Kaiserstuhlgebirges nicht unerheblichen Titangehalt gefunden hat, und wenn er letzterem eine violettfärbende Kraft zuschreibt, so kam solche im Phonolith bei einem Gehalt von 1·45% TiO_2 in den Augiten noch nicht zum Ausdruck. Die allgemeine Grünfärbung der frischen Augite des Siebengebirges wäre also kein Hindernis, letztere für titanhaltig anzusehen. — In den zersetzten Pyroxenen hebt sich orientirt eingewachsener fetzenartiger Biotit bald in grösseren, bald in kleineren Mengen sehr deutlich ab (Trachyt südlich vom *Bockeroth).* — Was die Umwandlung zu Quarz anbetrifft, so füllt dieser die Augitquerschnitte entweder als einheitlicher Krystall oder als Aggregat aus. In jenem Falle (Sandgrube bei *Lahr)* findet man oft einen Theil des Querschnittes noch mit jenen faserigen oder körnigen Nachbildungen angefüllt, ein Zeichen dafür, dass der Quarz erst diese und nicht direct die Augitsubstanz verdrängt hat (Tafel IV, Fig. 5). Die Quarzaggregate *(Jungfernhardt)* erscheinen als polygonal geformte, verschieden orientirte, eng bei einanderliegende Zusammenhäufungen.

Bei der grossen Verbreitung, welche die zersetzten Augite — namentlich im Trachyt — haben, kommt es nicht nur leicht vor, dass man ihr Vorhandensein als Einsprenglinge übersieht, zumal sie bei Herstellung des Dünnschliffes leicht herausfallen, sondern auch ganz besonders, dass sich ihr Vorhandensein in der Grundmasse dem analysirenden Auge entzieht. Ich habe daher, wenn analoge Gesteine dieses Vorgehen gestatteten, oder richtiger geboten, eher an eine ursprüngliche Anwesenheit von Grundmasse-Augiten geglaubt, als an eine Abwesenheit.

Als Aegirin beschrieb zuerst Rosenbusch[1]) die Mikrolithe in der Grundmasse des Gesteins vom *Kühlsbrunnen.* Dieselben sind grün, deutlich pleochroitisch — die der Längserstreckung des Krystalls parallel schwingenden Strahlen blaugrün, senkrecht dazu gelbgrün —,

[1]) Zeitschr. f. Kryst. u. Min. 1885. **10.** 58.

[2]) Mikr. Physiogr. 1887. **II.** 599.

Digitized by Google

haben ein starkes Relief und lebhafte Polarisationsfarben. Die geringe Auslöschungsschiefe ist nur an den äusserst selten vorkommenden Zwillingen nach (100) deutlich zu erkennen. Die Krystallenden erscheinen häufig zerfetzt und nach Art von Krystallskeletten eingebuchtet.

Amphibol.

Die mit blossem Auge kenntlichen Hornblendekrystalle, welche nach v. Dechen [1]) eine Länge bis $2^1/_2$ Zoll erreichen, sind pechschwarz. Sie sind im Gestein fest eingewachsen, zeigen oft einen sehr schlechten Erhaltungszustand und spalten sehr leicht, so dass genaue krystallographische und optische Untersuchungen nicht gut möglich sind. Rammelsberg [2]) hat Hornblende vom *Stenzelberg* analysirt. An dieser Oertlichkeit finden sich auch mit dem Gestein innig verbunden unregelmässig geformte Partien bis zu 1 Decimeter Durchmesser, welche im wesentlichen aus wirr durcheinander liegenden, in grauer Substanz gebetteten, prismatisch lang gezogenen Hornblendekrystallen bestehen. Sie haben zahlreiche Hohlräume, gehen am Rande in schmutzig gelbgrüne und zuletzt rostähnliche Farben über und verlieren sich ohne scharfe Grenze ziemlich plötzlich im Gestein. Andere derartige Dinge sind ärmer an Hornblende, und die Grundmasse ist durch und durch gelbgrün gefärbt, und schliesslich gibt es welche, die gänzlich von makroskopischer Hornblende entblösst sind. Man hat es also mit einer ganzen Stufenleiter zu thun, und die Hornblende muss mit der gelbgrünen Grundmasse in Beziehung stehen. Die mineralische Zusammensetzung der letzteren ist in den hornblendereichen wie in den hornblendearmen Partien nach den Untersuchungen unter dem Mikroskope völlig übereinstimmend: In plagioklasiger, gut individualisirter Grundmasse sind Plagioklas, Hornblende, grauer und weniger grüner Augit und viel Magnetit eingebettet, welche sämmtlich den Einsprenglingen des Stenzelberger Andesits vollkommen gleichen. Ferner enthält dieselbe in ziemlicher Menge ein ganz lichtgelbes, sehr wenig pleochroitisches, allotriomorphes Mineral, das bei gekreuzten Nicols faserig, parallel auslöschend erscheint und schöne Polarisationsfarben zeigt. Dasselbe gehört jedenfalls zur Glimmerfamilie. Also bis auf die vorzügliche

[1]) Führer, pag. 92.

[2]) Mineralchemie. 1875. II. 417. — v. Dechen, Führer, pag. 97.

Digitized by Google

Individualisirung der Grundmasse und den soeben gekennzeichneten Glimmer, sowie grossen Reichthum an Erz stimmt der gelbgrüne Einschluss mit dem umgebenden Andesit überein. Deshalb darf man jenen nicht als von einem fremden aus der Tiefe mitgerissenen Gestein herrührend ansehen. Vielmehr ist anzunehmen, dass ein grosser Hornblendekrystall oder eine Schaar von solchen nach ihrer Entstehung durch das Magma zum Theil resorbirt wurde und Anlass zur Bildung jener eigenthümlich aussehenden Mineralassociation gab. Wenn Pohlig [1]) diese Gebilde mit ähnlich aussehenden, aber niemals hornblendereichen Einschlüssen im Trachyt vergleicht, welch letztere er für Schieferfragmente hält, so weiss ich nicht, wie er sich die haufenweise Entstehung von Hornblende aus Schiefer vorstellt.

Unter dem Mikroskope erscheinen die Amphiboleinsprenglinge in olivengrünen bis braunen Farben mit starkem Pleochroismus: a gelbbraun, b braun, c olivengrün, und scheinen daher ein ähnliches Bild darzubieten, wie die von Karl Vogelsang [2]) aus Eifeler Andesiten beschriebenen. Sie sind theils in gedrungenen, theils prismatisch lang gezogenen Krystallen vorhanden und zeigen namentlich in letzterem Habitus schlecht ausgebildete Enden. Die grösste Schiefe der Auslöschung stellte ich bei 24° Neigung gegen die Längserstreckung fest, im Durchschnitt ist sie aber geringer anzuschlagen. Schalenbau ist selten und äussert sich durch die verschiedene Farbenabsorption der einzelnen Zonen. Zwillinge, einfache und wiederholte, nach (100) kommen oft vor. Ueber die bekanntlich zuerst von Ferdinand Zirkel beschriebene, weit verbreitete Umschmelzung der Hornblende zu Magnetit und Augit hat sich A. v. Lasaulx [3]) gelegentlich der Besprechung von schwarzen Andesitvarietäten des Siebengebirges genauer ausgelassen. Häufig *(Löwenburg)* liegen kleine Augiteinsprenglinge scharenweise dicht neben einander und so, dass sich die ganze Colonie gegen die Umgebung in nahezu geraden Linien abgrenzt. Es ist, da die Umgrenzung gut zu Hornblende passt, anzunehmen, dass die letztere auch hier das Material für die Pyroxenbildung geliefert hat. Oft kann man Aehnliches an Grundmasse-Augiten beobachten, und gewiss entstand zum Mindesten ein grosser Theil

[1]) Min. u. petr. Mitth. 1881. 3. 341.
[2]) Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. 1890. 42. 13.
[3]) Verh. d. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1884. 41. Sitzungsber. 155.

Digitized by Google

derselben aus der Hornblendeumschmelzung. Andererseits wieder sind Magnetitanhäufungen mit Amphibolumrissen sehr gewöhnlich.

Manchmal *(Stenzelberg)* durchziehen mehr oder weniger breite rothe Streifen die Schnitte der Hornblendekrystalle, und zwar die basalen so, dass der grössere Spaltungswinkel halbirt wird, und die ungefähr nach (100) getroffenen parallel der polaren Begrenzung. Sehr selten sind auch die Spaltrisse mit gleichen Einschaltungen versehen, so dass man in ungefähr basalen Schnitten ein System von Streifen erhält, welche miteinander einen Winkel von etwa 60° bilden. In Längsschnitten sieht man eigenthümlicher Weise diese Dinge meistens nur ziemlich nahe am Rande. Sie sind den Hämatiteinlagerungen des Muscovits ausserordentlich ähnlich und werden daher wohl auf dieselbe Substanz wie dort zurückzuführen sein. Aus dem randlichen Vorkommen der Streifen ist zu schliessen, dass die Einlagerungen erst nachträglich abgesetzt worden sind, aber wunderbar bleibt es dann, dass sie in den Spaltrissen so äusserst selten vorkommen. Uebrigens findet man in den grauen Augiten *(Stenzelberg)* namentlich in der Nähe von Magnetit ebensolche rothe Schnüre, doch verlaufen dieselben ohne jedwede Orientirung in krummen Linien.

In einigen Andesiten *(Brüngelsberg)* gehen die Einsprenglinge, allmählich kleiner werdend, in so geringe Grössen über, dass sie schliesslich als zur Grundmasse gehörig angesehen werden müssen. Diese Hornblenden sind immer braun gefärbt. Sonst ist Amphibol in der Grundmasse nur in einzelnen Andesiten häufig. Im *Kühlsbrunner* Aegirintrachyt kommen sehr wenige braune, pleochroitische, stark doppelbrechende Mikrolithe vor, manchmal mit Aegirin verwachsen, welche von Rosenbusch [1]) für „Hornblende (? Cossyrit ?)" gehalten werden. Die Auslöschungsschiefe von einigen Graden spricht nicht für Cossyrit, dagegen sind die Kryställchen den Hornblendemikrolithen mancher Andesite *(Löwenburg)* sehr ähnlich.

Das Umwandlungsproduct der Amphibole zeigt gar keine oder ganz lichtbraune Farben und sieht zwischen gekreuzten Nicols bei sehr schwacher Doppelbrechung gekörnelt aus. An mikroskopischen Einsprenglingen ist das Innere oft noch ziemlich frisch, während an makroskopischen gerade die Hülle erhalten und das Innere zersetzt vorkommt. v. Dechen [2]) hielt diese Pseudomorphosen

[1]) Mikr. Physiogr. 1887. II. 586.

[2]) Führer, pag. 114 u. 178.

Digitized by Google

für Speckstein. Rammelsberg[1]) führt eine von Wiehage ausgeführte Analyse zersetzter Hornblende („kleine gelbe Prismen") aus einem Gestein, wahrscheinlich dem eigenthümlichen, hellen basaltischen Andesit, vom Margarethenkreuz an:

SiO_2	34·87
Al_2O_3	10·73
Fe_2O_3	20·48
MgO	4·98
CaO	4·78
Na_2O	3·63
K_2O	0·77
Wasser	20·24
	100·48

Von mir wurde eine aus dem Oelbergtrachyt stammende kleine Probe mit Flussäure aufgeschlossen und mit Schwefelsäure eingedampft. Der Rückstand hatte eine hellgrüne Farbe. Aus der Lösung fiel mit Ammoniak ein dichter Thonerdeniederschlag, und nach der Behrensschen Methode wurden sehr schöne Cäsiumalaun-Mikrokrystalle erzeugt, welche intensiv gelb waren. Die erwähnten grünen und gelben Farben darf man wohl als von Eisen herrührend betrachten. Magnesia war nicht nachzuweisen Nach der chemischen und mikroskopischen Analyse ist die Hornblendepseudomorphose nicht für ein bestimmtes, bekanntes Mineral zu halten. — Umwandlungen zu Quarzaggregaten wie beim Augit scheinen auch vorzukommen (Andesitgang an der *Jungfernhardt).*

Biotit.

Der Biotit, der meist bereits makroskopisch in's Auge fällt, zeigt unter dem Mikroskope die bekannten braunen Farben mit starker Absorption. Selten ist er — wohl durch secundäre Einflüsse — braunroth und tiefroth; die parallel a schwingenden Strahlen sind dann dunkelgelb und orange. Die äussere Umgrenzung ist bald besser, bald schlechter. Die Umschmelzung zu Magnetit und Augit ist weniger stark und auch seltener als bei Amphibol. Zwillingskrystalle kommen

[1]) Mineralchemie. 1875. II. 421. Die hier zu 100. — angegebene Summe stimmt nicht.

Digitized by Google

öfters vor, zonarer Bau selten. Nach Rosenbusch kommen neben Magnesiaglimmern zweiter Art auch solche erster Art vor *(Geisberg* [1]).

In ganz wenigen Fällen *(Lohrberggipfel)* sind die Biotite durch und durch mit feinen schwarzen Nadeln gespickt, welche starken Oberflächenglanz nach Art des Rutils haben. Sie sind parallel der Basis, und zwar sowohl in der Strahlenrichtung der Schlag-, als auch der Druckfigur des Glimmers eingelagert. Obgleich solche Einschlüsse bisher nur an Glimmern alter Gesteine als Rutil erkannt sind, scheint dieses Mineral doch auch hier vorzuliegen.

Rothe, auf Hämatit weisende Streifen wie bei der Hornblende zeigen sich auch zuweilen am Biotit *(Stenzelberg)*.

In der Grundmasse kommt Biotit manchmal in Form von Fetzen vor, welche vielleicht nur Ueberreste resorbirter Einsprenglinge vorstellen.

Zersetzungserscheinungen werden so gut wie gar nicht beobachtet, höchstens hier und da opake Glimmer, welche es scheinbar infolge atmosphärilischer Einflüsse geworden sind. Der Biotit gehört daher im Siebengebirge zu den widerstandsfähigsten gesteinsbildenden Mineralen.

Titanit.

Der wein- bis honiggelbe Titanit kommt in makroskopischen zierlichen Krystallen vor. [2]) Unter dem Mikroskope sieht er gelblichgrün aus, ist wenig pleochroitisch — die nach a schwingenden Strahlen sind etwas heller — und gewöhnlich schön begrenzt. Die Spaltbarkeit ist selten wahrzunehmen, dagegen kommen regellose Sprünge vor. Oft erscheint er verzwillingt. Die randliche, mehr oder weniger in's Innere dringende Vererzung hat Hocks [3]) gebührend hervorgehoben. Die umgekehrte Erscheinung, dass Erz Titaniträndер führt [4]), habe ich nicht wahrgenommen. Im Innern des Titanits sieht man manchmal Apatit, Zirkon und, mehr oder weniger orientirt, auch zonar angeordnet, Erz (Tafel V, Fig. 1); selten kommen

---

[1]) Mikr. Physiogr. 1887. II. 658.

[2]) Nöggerath, Karsten's Archiv. 1844. 18. 461. — G. vom Rath, Trachyte des Siebengebirges, pag. 10. — v. Dechen, Führer, pag. 71.

[3]) Der Froschberg im Siebengebirge. Jahrb. d. kgl. preuss. geol. Landesanstalt. 1891. Abhandl. 2, 10.

[4]) Rosenbusch, Mikr. Physiogr. 1887. II. 587.

Digitized by Google

Flüssigkeitseinschlüsse mit oder ohne Libelle vor. Meist tritt der Titanit einzeln auf, doch gibt es auch recht grosse Colonien (Taf. V, Fig. 2), und sehr oft ist er mit Erz und mit Augit vergesellschaftet. Das letztere Freundschaftsverhältnis hat bereits Arzruni[1]) hervorgehoben, da es im Widerspruch mit der von Rosenbusch[2]) und Anderen gegebenen allgemeinen Charakteristik steht, wonach der Titanit in pyroxenreichen Trachyten nur spärlich vorkommt.

Als Grundmassebestandtheil ist er gar nicht selten, in manchem Trachyt kommt er sogar in erheblichen Mengen mikrolithisch vor *(südöstlicher Scheerkopf)*. Hat man keine typischen Durchschnitte, so kann man ihn leicht mit Calcit verwechseln, der oft dieselbe Färbung, aber als Secundärproduct nie krystallographische Begrenzungen hat. Meines Wissens ist der Titanit bisher nicht als Mikrolith beobachtet worden.

Als Zersetzungsproduct desselben tritt ein lichtes, grünlichgelbes, durchsichtiges Mineral auf (Trachytgang im Devon unter den *Scheerköpfen)*, welches meistens rechteckige, selten spitz rhombische Durchschnitte zeigt, ein hohes Relief besitzt und, bei lebhaften Polarisationsfarben, den Umgrenzungslinien der Vierecke, beziehungsweise der längeren Diagonale der Rhomben parallel auslöscht. Manchmal erscheint es in kleinsten, grün und undurchsichtig aussehenden Globuliten, welche perlschnurartig den Durchschnitt des ehemaligen Titanits umrahmen, oder auch ungeordnet durch das Innere setzen, und ist nur mit Hilfe der stärksten Vergrösserung zu identificiren. In diesem Falle besteht die Hauptmasse, das Innere, aus einer hellgrünen, wenig doppelbrechenden, faserigen Substanz, deren Auslöschung parallel den Fasern verläuft. Diese ist vielleicht mit dem von P. Groth[3]) beschriebenen Umwandlungsproduct des Titanits aus dem Syenit des Plauenschen Grundes identisch. Das andere Mineral halte ich für Brookit. Dafür spricht unter Anderem die Auslöschungsrichtung und die Thatsache, dass in den seltenen spitz rhombischen Schnitten — dieselben müssen ungefähr parallel (101) geführt sein — keine Doppelbrechung wahrzunehmen ist. Makroskopischen Brookit nach Titanit im Kalk beschrieb A. Müller.[4])

[1]) Abhandl. 2 im Jahrb. d. kgl. preuss. geol. Landesanstalt. 1891, 15.
[2]) Mikr. Physiogr. 1887, II, 587.
[3]) N. Jahrb. f. Min. etc. 1866, 48.
[4]) N Jahrb. f. Min. etc. 1858, 820.

Digitized by Google

Apatit.

Der Apatit tritt einerseits in verhältnismässig so grossen Krystallen auf, dass bereits G. vom Rath[1]) — die Untersuchungen fanden bekanntlich damals nur makroskopisch statt — ihn als ungewöhnlichen Bestandtheil des Trachyts vom *Ölend* aufführt, andererseits ist er mit gedrungener Form in der bekannten Grösse, wie z. B. auch der Zirkon (Durchmesser etwa 0·07 Millimeter) sehr verbreitet, während die mikrolithische langgezogene Stabform selten ist. In der ersten Ausbildung habe ich ihn bis zu 1 Millimeter Länge und 0·35 Millimeter Dicke beobachtet (Tafel V, Fig. 3). Säule und Dihexaëder aufweisend, ist er theils gut erhalten, theils, namentlich an den Enden, angegriffen und abgerundet. Ungefähr senkrecht zur c-Axe verlaufen meist einige unregelmässige Sprünge. Abgesehen von den Interpositionen, welche ihm das Aussehen des Bestäubtseins verleihen, sieht man niemals Einschlüsse. Jene sind ganz allgemein und kommen in solchen Mengen vor, dass der Apatit oft dunkelgrau bis grauviolett aussieht. Sie sind einerseits gedrungen stabförmig, andererseits linsenförmig und treten der Hauptaxe parallel gelagert auf. Besonders grosse Anhäufungen davon an bestimmten Stellen kommen vielfach vor. Ausserdem aber verlaufen perlschnurartig rundliche Interpositionen verschieden gerichtet quer durch den Krystall, welche der Spur gleichen, die ein Wassertropfen auf einer Glasscheibe, an welcher er herunterläuft, hinterlässt.

Sonstige Minerale.

Von den sonstigen Mineralen ist in erster Linie **Erz** zu nennen, welches eine grosse Verbreitung sowohl als Einsprengling, als auch ganz besonders in der Grundmasse hat. Zum grössten Theil hat man es natürlich mit Magnetit zu thun, der, was die eingesprengten Individuen anbetrifft, manchmal deutliche Spaltrisse erkennen lässt. Aber gewiss ist auch Titaneisen oder Pseudobrookit[2]) verbreitet, und die tief dunkelroth gefärbten, durchsichtigen, an der Oberfläche metallisch glänzenden Einsprenglinge *(Stenzelberg)* dürften darauf zurückzuführen sein. Auf die Schwierigkeit der Unterscheidung

[1]) Trachyte des Siebengebirges, pag. 10. — v. Dechen, Führer, pag. 72.
[2]) Rosenbusch, Mikr. Physiogr. 1887, II, 587.

Digitized by Google

von frischem Magnetit und Titaneisen hat Bücking[1]) des Näheren hingewiesen.

Als Zersetzungsproduct von Erzen sind auch Minerale aufzufassen *(Bolvershahn)*, welche in vorherrschend drei- und vier-, ausserdem sechsseitiger Begrenzung schmutzig-hellbraun aussehen und von Streifensystemen viel dunklerer Färbung gekreuzt werden, welche sowohl auf Spaltrisse nach dem Oktaëder, als auch auf solche nach einem Rhomboëder zurückgeführt werden können. Man kann daher nicht entscheiden, ob man es mit verändertem Magnetit oder Titaneisen zu thun hat. Mügge[2]) beschreibt von Trachyten der Azoren ähnliche Beobachtungen an Titaneisen, „dessen Zersetzung zu Leukoxen anscheinend oft einer schaligen Zusammensetzung nach ϱ $(10\bar{1}1)$ folgt". — Da in unmittelbarer Nachbarschaft des zersetzten Erzes, selbst damit verwachsen, frisches häufig vorkommt, so muss man annehmen, dass beide von Ursprung an verschieden waren, und wenn das zersetzte nicht Titaneisen ist, so darf es vielleicht als Titanmagneteisen gedeutet werden, auf dessen leukoxenische Umwandlungsproducte auch Rosenbusch[3]) aufmerksam macht. Man kann bei der Pseudomorphose eine stufenweise Entwicklung beobachten. Zuerst sieht man metallglänzende, frische Durchschnitte mit braunen, glanzlosen Streifensystemen — Beginn der Umwandlung von den Spalten aus. Dann ist die Erscheinung wie oben beschrieben: die Substanz ist meist isotrop, nur hier und da erkennt man ein faseriges Aggregat mit schwächster Doppelbrechung. Hierauf werden die Querschnitte durchsichtig mit gelben, gelbrothen, schliesslich orangerothen Farben und zeigen lebhafte Doppelbrechung einer deutlich faserigen, gerade auslöschenden Substanz. Nun scheint die Pseudomorphose beendet zu sein. Aber gleichzeitig fangen die Ränder an, schwarz und metallisch zu werden. Es tritt also von den Rändern her wieder eine Rückbildung ein, welche nach innen immer weiter fortschreitet und schliesslich mit schwarzbraunen Farben, sehr wenig metallisch glänzend, den ganzen Querschnitt einnimmt. — In demjenigen Entwicklungsstadium, wo die Substanz durchsichtig ist, sieht man auch manchmal, dass sie, wie es scheint, aus Zwillingen des primären Minerals entstanden ist. Die Fasern stehen nämlich in

[1]) Min. u. petr. Mitth. 1878, I, 546 ff.
[2]) N. Jahrb. f. Min. etc. 1883, II, 199.
[3]) Mikr. Physiogr. 1887, II, 664.

Digitized by Google

den Einzelindividuen nicht wie gewöhnlich bei Umwandlungen senkrecht auf den Umgrenzungs- oder Spaltflächen, sondern verlaufen in einer einzigen, je nach den Durchschnitten mehr oder weniger diagonalen Richtung. Oft hat man nun in complicirten Durchschnitten zwei deutlich zu unterscheidende benachbarte Partien, welche durch eine gerade Linie gegen einander abgegrenzt sind und wegen der abweichenden Stellung ihrer Fasern verschieden auslöschen. Vielleicht ist das neu entstandene Mineral Titanit, an dem sich auch die Rückbildung zu einem Titanerz nach dem früheren leicht erklären würde.

Den **Zirkon** sieht man mit dem bekannten Aussehen sehr häufig. Einmal gelang es mir an einem schönen, wohlumgrenzten basalen Schnitt den positiven Sinn der Doppelbrechung festzustellen.

Die Gesteine.

Die massigen Gesteine des Siebengebirges sind bekanntlich Trachyt, Andesit, Dolerit und Basalt. Der sogenannte Liparit, dessen Erwähnung stets an die Oertlichkeiten Kleine Rosenau und Remscheid geknüpft war, wurde durch A. v. Lasaulx[1]) in überzeugender Weise aus den Siebengebirgsvorkommnissen ausgemerzt, nachdem er gezeigt hat, dass die eine Varietät desselben — von grauer Grundmasse und wahrscheinlich diejenige, welche v. Dechen[2]) und G. vom Rath[3]), sowie Ferdinand Zirkel[4]) und Hermann Vogelsang[5]) vorgelegen hat — ein „sogenannter Süsswasserquarzit mit breccienartig eingesprengten Resten von gewöhnlichem Sanidintrachyt" ist, in der anderen aber — von chocoladenbrauner Grundmasse — „nur ein Sanidintrachyt vorliegt, der nach-

[1]) Verh. d. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1885, 42. Sitzungsber. 122 u. 125. — Trotzdem liess sich Mangold (a. a. O. pag. 16 u. 20) nicht davon abhalten, den „Rhyolith" wieder in die Welt zu setzen, ohne auch nur im geringsten anzudeuten — abgesehen von einer Anmerkung (pag. 20), aus welcher hervorgeht, dass er es mit einem chalcedonhaltigen Gestein zu thun hatte —, was er Rhyolith nennt, ein umso empfindlicherer Mangel, als seine Rhyolithgänge da, wo sie nach seiner Beschreibung sein sollen, unauffindbar sind.

[2]) Führer, pag. 106.

[3]) Trachyte des Siebengebirges, pag. 32.

[4]) Mikr. Besch. d. Min. u. Gest. 1873, pag. 346.

[5]) Die Krystalliten. 1875, pag. 164.

Digitized by Google

träglich mit opal- und chalcedonartiger Kieselsäure imprägnirt wurde und dadurch die dichte Beschaffenheit seiner Grundmasse erhielt, wodurch er sich äusserlich von den gewöhnlichen Sanidintrachyten unterscheidet".

Den Basalten und Doleriten habe ich, wie bereits erwähnt, keine Sonderuntersuchungen gewidmet.

Bereits in der ältesten Literatur wird die grosse Mannigfaltigkeit der Trachyte und Andesite hervorgehoben, und G. vom Rath[1]), dessen Verdienst die Trennung dieser beiden Typen ist, gibt kurz die Hauptmerkmale an, durch welche sich die einzelnen Vorkommen innerhalb jeder Gruppe unterscheiden. Nachdem seit jener Zeit das Mikroskop in die Petrographie eingeführt worden ist, kann man es füglich als eine Lücke betrachten, dass ein Gebiet wie das Siebengebirge bei den vielen vergleichenden petrographischen Untersuchungen aus allen möglichen Welttheilen leer ausgegangen ist.

Auf die ja jedem Gebiet eigenen Schwierigkeiten, auf welche der Petrograph bei dem Bestreben, systematisch zu ordnen, auch im Siebengebirge stösst, hat schon G. vom Rath[2]) besonders hingewiesen, ebenso Deiters[3]), dessen Schlussfolgerungen allerdings nunmehr veraltet sind. Die Uebergänge von einem Gestein zum anderen sind so zahlreich, dass man eine fortlaufende Reihe aufbauen kann, welche mit Trachyt beginnt, Andesit durchlaufend zu Dolerit gelangt und schliesslich bei Basalt endet.

Und so scheint denn oft eine Unterscheidung von Trachyt und Andesit unmöglich. Die zusammensetzenden Minerale in beiden sind die gleichen, hier wie dort verschieden überwiegend. Die Individualisation geht bei beiden durch alle Stufen des feinsten Kornes bis zur herrlichst ausgebildeten Grundmasse; ist sie schlecht ausgebildet, so kann man die Natur des Feldspaths nicht feststellen, ist sie deutlich, so findet man aber bei verschiedenen Gesteinen gleiche Charaktere der Mikrolithe. Nach den Feldspatheinsprenglingen kann man auch nicht trennen; bereits Ferdinand Zirkel[4]) bekundet, dass in den Andesiten, nicht nur in denen des Siebengebirges

[1]) Die Trachyte des Siebengebirges. Bonn 1861.
[2]) Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. 1860, 12, 40.
[3]) Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. 1861, 13, 99.
[4]) Mikr. Besch. d. Min. u. Gest. 1873, pag. 405.

Digitized by Google

Sanidin auftritt; Laspeyres[1]) hat solchen sogar im Dolerit der Löwenburg gefunden; manches Gestein, wie das vom Froschberg, wird von den Einen zum Trachyt, von den Anderen zum Andesit gestellt — wegen des Ueberwiegens des einen oder des anderen Feldspaths. — Kurz, es gehört ein grosses Maass von Voreingenommenheit dazu, in jedem Falle aus dem Schliff das richtige Gestein zu errathen. Aber verschieden sind sie, denn sie sind geologisch zu trennen.

Glücklicherweise gibt es ein Mineral, welches nicht allen Gesteinen eigen ist: den Titanit, und ein Vergleich zeigt, dass alle unbestrittenen Trachyte Titanit enthalten, dieser aber in allen unbestrittenen Andesiten fehlt. Es wird das wohl kein Zufall sein.

Es ist hinreichend bekannt, dass der Titanit in sauren Gesteinen zu Hause ist. Bourgeois[2]) hebt hervor: „In der That stösst man in den Basalten, Limburgiten, Leucititen, Leucittephriten, Nephelíniten und Nephelintephriten ausserordentlich selten auf Titanit; das Titan befindet sich darin als Titaneisen oder Perowskit.“ Und Rosenbusch[3]) äussert sich in demselben Sinne: „Die sauren und an Magnesia und Eisen nicht zu armen Gesteine .... beherbergen ihn gern.... In den basischen Eruptivgesteinen, die reich an Ilmenit und titanhaltigem Magnetit sind, pflegt er zu fehlen.“ Bourgeois[4]), welcher eingehende Versuche zur künstlichen Darstellung dieses Minerals gemacht hat, konnte es nur aus sehr sauren Schmelzflüssen erhalten und macht besonders auf die Unbeständigkeit desselben aufmerksam, sobald die Silicirungsstufe des Gemenges unter eine bestimmte Grenze sinkt. In diesem Falle erhielt er Perowskit.

Im vorigen Abschnitt dieser Arbeit ist die grosse Wahrscheinlichkeit ausgesprochen worden, dass ein gewisses Mineral als Titaneisen oder Titanmagneteisen gedeutet werden muss; dasselbe findet sich vorzugsweise in den Andesiten.

Es kommen also eine Reihe von Erfahrungen und Beobachtungen zusammen, wonach die Bildung des Titanits von der Säurestufe des ihn ausscheidenden Magmas abhängig ist, und die That-

[1]) G. vom Rath, Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. 1860, 12, 44. — v. Dechen, Führer, pag. 139.

[2]) Ann. Chim. et Phys. 1883, (5), 29, 479.

[3]) Mikr. Physiogr. 1885, I, 502.

[4]) Ann. Chim. et Phys. 1883, (5), 29, 474.

Digitized by Google

sachen sprechen dafür, dass die Grenze der Begünstigung und Verhinderung der Titanitbildung gerade zwischen dem trachytischen und andesitischen Magma liegt. Eine Eintheilung der Trachyte und Andesite des Siebengebirges nach dem Titanitgehalt entbehrt daher nicht der Begründung und hat dabei den Vorzug grosser Bequemlichkeit für sich. Die scheinbare Ausnahme, welche davon der Aegirintrachyt macht, kann bei der Sonderstellung dieses Gesteins nicht ins Gewicht fallen.

Trachyt.

Die von Mügge[1]) vom rein petrographischen Standpunkte aus gewählte Eintheilung der Trachyte der Azoren in typische, andesitische und Akmittrachyte gilt, wenn man von den Einzelheiten völlig absieht, gewissermassen auch für das Siebengebirge, wo aber zu den petrographischen geologische Gesichtspunkte hinzutreten. Allerdings ist der Spielraum, in dem sich die erste Classe bewegt, ein ungeheuer grosser, doch ist es geologisch durchaus unstatthaft, petrographisch weiter zu spalten. Oertlich ist diese Classe am allerverbreitetsten. Der andesitische Trachyt beschränkt sich auf den Remscheid-Froschberg-Wasserfallbergzug, der Aegirintrachyt (an Stelle von Mügge's Akmittrachyt) auf den Kühlsbrunnen.

Typischer Trachyt.

Der typische Trachyt hat gewöhnlich mausgraue Farben, welche durch nachträgliche Einflüsse einerseits in fast weisse, andererseits in gelbe und braune, auch rothe übergehen. Gewöhnlich ist er durch seinen Gehalt an grossen Sanidinen — an der Perlenhardt nach G. vom Rath[2]) bis zu 6 Centimeter Grösse — leicht kenntlich, doch sinkt auf einzelnen Punkten die äusserste Grösse dieses Minerals bis zu einigen Millimetern hinab. Er ist säulig und plattig abgesondert und verwittert im allgemeinen leicht, so dass er oft das Aussehen von Sand annimmt. Man erkennt manchmal durch die Lagerung der Sanidine im Grossen herrliche Fluidalstructur. v. Dechen[3]) will diese zuerst von Nöggerath[4]) beobachtete Erscheinung nicht recht

[1]) N. Jahrb. f. Min. etc. 1883, II, 189.
[2]) Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. 1875, 27, 329.
[3]) Führer, pag. 69.
[4]) Karsten's Archiv. 1844, 18, 463.

Digitized by Google

zugeben, doch tritt sie an mehreren Stellen ganz typisch auf, z. B. an der Drachenfelser Fahrstrasse ganz nahe am Plateau, auf welchem das Wirthshaus steht.

Unter dem Mikroskop sieht man als Einsprenglinge Sanidin, Oligoklas, Biotit, Augit (vielleicht, wie oben erwähnt, zweierlei), Hornblende, Titanit, Magnetit, Apatit (in zweierlei Ausbildung) und Zirkon. Der Antheil der einzelnen Minerale, namentlich der von Augit und Hornblende zusammen, ist grossem Wechsel unterworfen. Hornblende tritt im allgemeinen zurück.

Die Grundmasse ist meist schlecht individualisirt, liefert aber auch von einzelnen Stellen her das Bild langsam erfolgter, guter Krystallisation. Sie zeigt gewöhnlich deutliche Fluidalstructur. Ihr feldspathiger Bestandtheil ist höchst wahrscheinlich nicht nur Sanidin, sondern auch Oligoklas, vollkommene Sicherheit darüber ist nicht zu erhalten. Ausserdem weist sie Magnetit und Augit auf, aber keine Hornblende, wie Ferdinand Zirkel[1]) angibt. Der Augit ist nicht immer zu erkennen, doch darf man annehmen, dass er stets vorhanden war, aber bei seiner grossen Neigung zur Umwandlung nicht mehr zu identificiren ist. Manchmal finden sich auch Glimmerfetzen in der Grundmasse. Die Grösse des Magnetits steht durchgängig im Verhältnis zu der des Feldspaths. Glasbasis mag, namentlich in den schlechter individualisirten Gesteinen vorkommen. Ferdinand Zirkel[2]) äussert sich, unter Bezugnahme auf den Trachyt vom Drachenfels und von der Perlenhardt als Beispiele, darüber folgendermassen: „Doch sieht man sehr häufig zwischen dem Mikrolithengewebe eine allerdings meist spärliche Glasmasse hervortreten, oft nur wie ein Hauch schwach, und selbst wo sie nicht deutlich erkannt wird, ist ihre Gegenwart als förmlich durchtränkende Basis in hohem Grade wahrscheinlich."

Besondere Erwähnung verdient ein im folgenden der Kürze halber einfach als „Goldgelb" bezeichnetes, sehr verbreitetes, gekörneltes, äusserst schwach doppelbrechendes Aggregat von schöner goldgelber Farbe, welches besonders gern um die Magnetiteinsprenglinge herum auftritt. In gut individualisirter Grundmasse (z. B. am Ölend) ist es deutlich als Zwischenklemmungsmasse erkennbar und

[1]) Mikr. Besch. d. Min. u. Gest. 1873, 386.
[2]) Mikr. Besch. d. Min. u. Gest. 1873, 386.

Digitized by Google

lässt die Fluidalstructur auch ohne Analysator schön hervortreten. Man kann es daher entweder als Glas, welches nachträglich zersetzt ist, auffassen oder als Entglasungsproduct, welches frisch (nur durch Eisenoxyd gefärbt) oder zersetzt sein kann. Es scheint, dass man die letzte Bildung annehmen muss: zersetztes Entglasungsproduct. Die oben genauer geschilderten zersetzten Kerne der Feldspathe zeigen nämlich nicht nur die gleichen Charaktere, sondern kommen auch genau so gefärbt vor (Jungfernhardtgipfel). Man kann daher das Entglasungsproduct für ein dem Feldspath sehr nahestehendes Mineral halten, welches obendrein zersetzt und durch Zufuhr von Eisenoxyd gelb gefärbt worden ist.

Als Secundärproduct findet man, oft in erheblicher Menge, Tridymit[1]) und Quarz, seltener Calcit. Der Quarz bildet kleine lappige Partien. Ferner durchzieht die meisten Schliffe eine lebhaft polarisirende Substanz in feinen Adern, welche dieselben Charaktere zeigt, wie das bei den Feldspathen besprochene Umwandlungsproduct und wird daher wohl von gleicher Zusammensetzung und gleichem Ursprung sein wie dort.

Die reichlich auftretenden Ausscheidungen und Einschlüsse habe ich nicht studirt. Die letzteren sind kürzlich noch, und zwar im Vergleich mit ähnlichen Vorkommnissen in Eifeler Andesiten von Karl Vogelsang[2]) zum Theil beschrieben worden.

Die letzte Angabe über den Trachyt vom Drachenfels[3]) (1) rührt von Herrn Arzruni in der Hocks'schen[4]) Arbeit über den Froschberg her. Die Grundmasse des bekannten perlgrauen, grosse Sanidine führenden Gesteins *(Fahrstrasse, Steinbrüche nahe dem Gipfel)*[5]) ist ziemlich gut individualisirt. — Unter den Einsprenglingen wurde Hornblende nicht beobachtet. Hervorzuheben sind die schönen

---

[1]) F. Sandberger, N. Jahrb. f. Min. etc. 1868. 723. — G. vom Rath, Poggendorff's Ann. 1868, 135, 448 — Rosenbusch, Mikr. Physiogr. 1887, II, 589.

[2]) Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. 1890, 42, 25 u. 38 ff.

[3]) Alle Sonderbeschreibungen in dem Abschnitt über die Gesteine haben immer die allgemeine Charakteristik zur Grundlage. Nur die veränderlichen und besonders interessanten Erscheinungen sind deshalb darin erwähnt worden.

[4]) a. a. O. pag. 13.

[5]) In den Klammern stehen genauer die *Oertlichkeiten*, wo ich meine Stücke abgeschlagen habe.

Digitized by Google

grossen, allerdings allen typischen Trachyten eigenen Apatite, deren besondere Erwähnung mir aber gerade bei dem bekanntesten, dem Drachenfelser Trachyt gut dünkt. In den fast weissen, verwitterten Stücken findet man besonders viel Quarz und kleine lappige braune als Limonit anzusprechende Partien.

Der Gangtrachyt im Devon südlich vom Drachenfels bei Rhöndorf *(Weg von Rhöndorf zum Drachenfels)* ist sehr zersetzt und eisenschüssig. Individualisation schlechter als am Drachenfels. — Augit umgewandelt, zum Theil unter Gelbfärbung. Hornblende wurde nicht gesehen. Titanit mit Erzrand. Goldgelb.

Am Schallenberg (2) *(V. V. S.-Str., Steinbruch nahe am Gipfel, Gipfel, kleiner Parallelrücken südlich vom Gipfel)* ist das dichte Gestein blaugrün, verwittert mit einem Stich in's Violette. Die Grundmasse ist schlecht individualisirt, zum Theil auch nicht deutlich fluidal. — Unter den Einsprenglingen hier und da Hornblende. Augit umgewandelt. Titanit sinkt bis zu ausserordentlicher Kleinheit herab. Limonit vorzugsweise in den Spalten des Feldspaths. Goldgelb.

Der Trachyt am Geisberg (3) *(Gipfel, V. V. S.-Str.)* sieht ebenso aus, ist aber durch Eisenoxyd gelb gefärbt, hat eine besser individualisirte Grundmasse als der vorige, ist diesem sonst gleich. — Am Gipfel sind die Augite frisch. Wenig Hornblende. Goldgelb. An der V. V. S.-Str. ist das Gestein an einer Stelle förmlich zu Sand verwittert; hier sind Augit und Hornblende umgewandelt. Auf dem am Rhöndorfer Thal gelegenen Hügel *(Gipfel)* ist das Gestein ebenfalls gelblich, Grundmasse schlecht individualisirt. — Augit umgewandelt. Hornblende grösser und häufiger, selbst makroskopisch wurde ein grosser Hornblendekrystall gefunden. Goldgelb und Limonit. Rosenbusch[1]) erwähnt im „Andesit" vom Geisberg Anomit; ich habe am Geisberg keinen Andesit gesehen.

Der gewellte Rücken zwischen Geisberg und Jungfernhardt (4) *(V. V. S.-Str.)* liefert sehr verschiedenes Gestein. Näher dem Geisberg ist es gelbgrau. Grundmasse schlecht individualisirt. Näher der Jungfernhardt ist es röthlich und enthält nur sehr kleine Sanidine. Grundmasse ausgezeichnet individualisirt und fluidal. — Hornblende zum Theil, Augit ganz umgewandelt.

Es folgt, gleich hinter dem nach Honnef führenden Weg, eine kleine Höhe westlich Jungfernhardt (5) *(V. V. S.-Str., Gipfel,*

[1]) Mikr. Physiogr. 1887, II, 658.

Digitized by Google

auf diesem nicht anstehend) mit einem weisslichgelben, sehr dichten Gestein. Die Grundmasse, schön fluidal und gut individualisirt, enthält neben dem mehr oder weniger gerade, aber auch bis zu 10° schief auslöschenden, manchmal verzwillingten Feldspath auch etwas Titanit neben Magnetit-Hornblende selten. Der spärliche Augit umgewandelt. Titanit nachträglich gebräunt. Goldgelb sehr schön.

Das Gestein vom Zinnhöcker-Knippchen (6) *(Gipfel)* ist dunkel, blaugrün, sehr dicht, plattig abgesondert und an den Kluftflächen dunkelbraun bis schwarz gefärbt. Makroskopischer Sanidin verschwindet. Es ist dem Vorkommen am Ölend und Userott durchaus ähnlich. Die ausgezeichnet individualisirte Grundmasse enthält reichlich farbige Gemengtheile ausgeschieden, namentlich viel Augit und Titanit. — Reicher an Hornblende, die zum Theil in Magnetit und Augit umgeschmolzen ist. Sanidin spärlich. Goldgelb und Limonit. Am letzten Ausläufer des Zinnhöcker Rückens, am Zinnhöckchen, ist der grosse makroskopische Sanidin wieder reichlich.

Am Gipfel der Jungfernhardt (7) *(Gipfel, V. V. S.-Str., Rücken in's Rhöndorfer Thal)* findet man keine anstehenden Stücke, doch sind die dort herumliegenden von dem Anstehenden an der V. V. S.-Str. nicht verschieden. Das Gestein sieht dem zwischen Geisberg und Jungfernhardt ähnlich, ist aber weiter zersetzt und fast weiss, oft von eisenschüssigen, rostbraunen Adern und Flecken durchzogen. Die gute Individualisation der Grundmasse tritt infolge der starken Umwandlung des ganzen Gesteines nicht scharf hervor. Auch hier scheint Titanit in der Grundmasse vorzukommen, während der Magnetit fast vollständig weggeführt ist. — Die Einsprenglinge sind alle mehr oder weniger zersetzt, selbst der sonst so widerstandsfähige Glimmer beginnt mit schmutzigen Farben opak zu werden. Der Augit *(Gipfel)* ist in Quarzaggregate umgewandelt, der Titanit in die hellgrüne Substanz mit Globulitschnüren. Hornblende ist fraglich. Goldgelb als Zwischenklemmungsmasse und Feldspathkerne *(Gipfel)*. Auf dem sich in das *Rhöndorfer Thal* hinabziehenden Rücken ist das Gestein frisch, sehr dicht und ziemlich dunkel. Grundmasse schlecht individualisirt, gut fluidal. — Augit und Hornblende in der üblichen Weise umgewandelt. Titanit mit feinen Erzrändern.

Im Rhöndorfer Thal (8) *(Weg)* zwischen der V. V. S.-Bank Nr. 72 und dem Kühlsbrunnen steht ein dichter, theils (näher der

Digitized by Google

Bank) grünlichgrau, theils (näher dem Kühlsbrunnen) röthlichgelb gefärbter Trachyt an, der mikroskopisch dem von der Höhe westlich Jungfernhardt sehr ähnlich sieht. Seine Grundmasse ist nicht gut individualisirt und sehr wenig fluidal und enthält auffallend wenig Magnetit. — Augit und Titanit umgewandelt. Hornblende wurde nicht erkannt. Viel Limonit.

Der Trachyt südlich vom Bockeroth (9) *(Steinbruchsversuch)* ist ausserordentlich dicht und gelb gefärbt. Grundmasse ausnehmend schlecht individualisirt und magnetitarm. — Der Augit, dessen Umrisse herrlich scharf hervortreten, ist volikommen umgewandelt und schliesst oft mehr oder weniger orientirt gelagerten frischen Biotit ein. Die Abstammung eines braunen, gern mit Zirkon vergesellschafteten secundären Minerals war nicht zu ermitteln. Es tritt in abgerundeten rechteckigen Formen als deutlich doppelbrechendes faseriges Aggregat auf, welches durch die sonst diagonale Stellung der Fasern andeutet, dass das Urmineral bisweilen verzwillingt gewesen ist. Titanit in Brookit umgewandelt. Keine Hornblende.

Am Ölend (10) *(V. V. S.-Str., Gipfel, gegenüber liegender Gipfel jenseits des Weges in's Rhöndorfer Thal, Steinbruchsversuch östlich davon am Lohrbergausläufer — eigentlich wohl schon zum Userott gehörig — auf dessen Südseite)* hat das Gestein dasselbe Aussehen wie am Zinnhöcker-Knippchen, enthält aber ziemlich grosse Sanidine. An der Strasse, wo das Gestein frischer ist, macht die eisenschüssige braune Färbung einem ursprünglichen dunklen Grau Platz. Grundmasse schön individualisirt mit ausgezeichneter Fluidalstructur. In einigen Schliffen ist der Grundmasse-Augit besonders deutlich. Es scheinen Glimmerfetzen und auch Titanit hier und da in der Grundmasse zu sein. — Die farbigen Einsprenglinge sind sehr reichlich, namentlich Augit und Titanit. Im Augit orientirt gelagerter Glimmer häufig. Hornblende manchmal deutlich in Augit und Magnetit umgeschmolzen, so dass die Augitmikrolithe dann oft in Colonien zusammensitzen, welche womöglich noch die Form der Hornblende erkennen lassen. Sanidin tritt gegen Oligoklas zurück. Sehr viel Goldgelb, welches die Fluidalstructur schön hervorhebt. Hier und da Limonit.

Ebenso ist der Trachyt vom Userott (11) *(Userotts-Knippchen Gipfel und V. V. S.-Str., verlassener und betriebener Steinbruch V. V. S.-Str.)*. An den den Atmosphärilien am meisten ausgesetzt gewesenen

Digitized by Google

Stellen *(Gipfel)* herrscht wieder die braune, sonst die dunkelgraue, und in dem jetzt betriebenen Steinbruch, aus welchem übrigens das neu errichtete Dechen-Denkmal stammt, die hellgraue Farbe. In den Schliffen an letzterem Punkt tritt Goldgelb vollständig zurück, dagegen ist in zersetzteren Stücken Limonit häufig. Hier ist die Grundmasse am allerbesten individualisirt und beherbergt, wie es scheint, besonders viel Einsprenglinge, namentlich auch mehr Magnetit und Hornblende.

Der ziemlich dunkel gelbbraune Trachyt von Erpelndahls Kopf (12), dem sich in's Rhöndorfer Thal erstreckenden Lohrbergausläufer *(Rücken, wo der steile Absturz in's Rhöndorfer Thal beginnt)* hat wieder den üblichen Charakter. Die Grundmasse ist schlecht individualisirt und kaum fluidal. — Augit, vielleicht auch Hornblende umgewandelt; ebenso Titanit und Erz.

Nördlich vom Brüngelsberg, in dem Thal zwischen diesem und dem Lohrberg liegen zahlreiche Trachytstücke von rothbrauner Farbe herum. Grundmasse schlecht individualisirt. — Augit in Quarzaggregate umgewandelt wie bei der Jungfernhardt. Titanit umgewandelt. Hornblende wurde nicht gesehen.

Der sehr angegriffene und bröckelige Trachyt vom Gipfel des Lohrberges (13) *(Loch, aus dem die Steine für den Aussichtsaufbau, dicht bei diesem, entnommen sind)* hat dieselbe Grundmasse. Augit umgewandelt. Hornblende scheint zu fehlen. Zwischen benachbarten Erztheilen, die wohl zusammengehören, bisweilen ein doppeltbrechendes Aggregat, dessen Fasern senkrecht zur Spalte stehen. Glimmer mit Rutileinschlüssen. Goldgelb.

Am nördlichen Fuss des Lohrberges *(Steinbruchsversuch)* ist die Grundmasse ziemlich gut individualisirt und schön fluidal. Wenig frischer, mehr umgewandelter Augit. Hornblende selten.

Der hellgraue, von kleinen Feldspathen weiss gefleckte Trachyt in der Nähe der Häuser Lahr *(Fahrstrasse, Sandgrube)* sieht theilweise sehr dicht aus und ist theilweise zu Sand zerfallen. Im letzteren Falle durchziehen das Gebirge rosa gefärbte Klüfte (Ehrenbergit?). Die Grundmasse ist bei deutlicher Fluidalstructur bald besser, bald schlechter individualisirt. — Augit zum Theil umgewandelt, mit frischem Glimmer orientirt verwachsen. Hornblende spärlich, zuweilen recht gross, hier und da deutlich zu Augit ver-

Digitized by Google

arbeitet. Pseudomorphosen von einheitlichem Quarz nach Augit *(Sandgrube)*. Schmutzig braunes Goldgelb.

Das Gestein vom südöstlichen Lohrbergrücken (14) *(Gipfel, Fahrstrasse)* ist sehr dicht, grau mit weissen Feldspathflecken, auf den Kluftflächen gelb. Die Grundmasse ist schlecht individualisirt, am Gipfel am deutlichsten. — Augit und Hornblende gewöhnlich umgewandelt, jener zum Theil rostfarben *(Gipfel)*. Hornblende selten. Titanit meist umgewandelt, ebenso Erz zum Theil. Goldgelb und Limonit.

Der Trachyt von der Perlenhardt[1] (15) *(Steinbrüche)* enthält die grössten Sanidine. Er ist dicht dunkelgrau mit ausgezeichneten weissen Feldspathflecken. Die Grundmasse ist nicht gut individualisirt — bei weitem schlechter als am sonst sehr ähnlichen Drachenfels. — Hornblende wurde auch hier nicht beobachtet. Sehr reich an Tridymit und auch Quarz.

Auf dem Rücken des Districts Auf dem Lahrberg (16) fand ich nichts Anstehendes, aber intensiv roth gefärbten Trachyt herumliegen. Grundmasse schlecht individualisirt. — Augit umgewandelt. Ebenfalls keine Hornblende. Titanit mit Erzumrandung.

Das Gestein der Scheerköpfe (17) *(Gipfel)* ist von G. vom Rath[2] und Anderen für Andesit gehalten worden. Dass am nördlichen Scheerkopf Dolerit vorkommt, ist völlig übersehen worden, und am südwestlichen (Eugeniensruh) und südöstlichen deuten bereits die ziemlich grossen makroskopischen Sanidine auf Trachyt. Die Verwechslung dieses Trachyts mit Andesit ist wohl auf die oberflächliche Aehnlichkeit desselben mit dem Andesit vom benachbarten Brüngelsberg zurückzuführen, welchem zwar die grossen typischen Sanidine fehlen, der sich aber auch durch verhältnismässig grosse Feldspathe auszeichnet. Das frische Gestein ist dunkelgrün mit einem Stich in's Braune; das verwitterte ist graulichweiss und äusserlich von deutlich trachytischem Habitus. Die Grundmasse ist herrlich individualisirt und schön fluidal. Sie enthält viel Titanit. — In den Feldspathen

[1] G. vom Rath, Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. 1875, 27, 329. — Verh. d. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1875, 32, Sitzungsber. 58.

[2] Trachyte des Siebengebirges, pag. 30. — v. Dechen, Führer, pag. 103.

Digitized by Google

reichlich farblose Augit (?)-Mikrolithe. Augit zum Theil umgewandelt. Hornblende wurde nicht gesehen. In verwitterten Stücken hellbrauner Limonit.

Der Trachyt des Ganges im Devon unter den Scheerköpfen (18) östlich von der Löwenburg *(Löwenburg-Honnefer Fahrstrasse, herumliegende Stücke vom Rücken)* sieht fast weiss aus. Grundmasse schlecht individualisirt, kaum fluidal, magnetitarm. — Im Feldspath wasserhelle Augit (?)-Mikrolithe. Augit zum Theil umgewandelt. Keine Hornblende. Titanit umgewandelt.

Am Possberg (19) fand ich nichts Anstehendes. Man stösst — aber nur äusserst selten — auf herumliegende Stücke, welche im Besonderen dem Trachyt des Gangtrums am Ittenbacher Kottnebel ähneln. Das Gestein hat einen Stich in's Rothe, so dass es bräunlichviolett aussieht. Die Färbung hebt auch G. vom Rath[1]) hervor, so dass es kaum zweifelhaft ist, dass ihm dasselbe Gestein vorgelegen hat. Grundmasse ausserordentlich schlecht individualisirt. — Augit und Titanit umgewandelt.

Der blaugraue Trachyt von der Fritzcheshardt (20) *(Steinbruchsversuche nahe am Gipfel, Löwenburg-Rommersdorf-Honnefer Weg)* hat theils besser, theils schlechter individualisirte Grundmasse mit manchmal quasi zwei Feldspathgenerationen: man hat den Eindruck, als wenn die Grundmasse sich gerade zu individualisiren begann und erst einige Mikrolithe ausgeschieden hatte, als plötzliche Abkühlung eintrat und damit schlechte Ausbildung der Grundmasse bewirkt wurde (vergl. Tafel V, Fig. 1). — Hornblende und Augit theilweise umgewandelt. Titanit zum Theil gebräunt, zum Theil ganz umgewandelt. Glimmer secundär fuchsroth gefärbt, randlich stark resorbirt, enthält zuweilen Rutilnadeln. Apatit manchmal hellgelb. Goldgelb braun.

Der Trachyt von der Krahhardt (21) *(alte Steinbrüche)* ist sehr dicht, grau mit weissen Feldspathflecken und enthält sehr grosse Sanidine. Grundmasse schlecht individualisirt. — Augit umgewandelt. Hornblende scheint zu fehlen. Titanit bis zur Grundmassengrösse. Goldgelb.

---

[1]) Trachyte des Siebengebirges, pag. 21.

Digitized by Google

Der Trachyt der Grossen Rosenau (22) *(Nordabhang, V. V. S.-Str.)* ist graublau. Die Grundmasse, bald besser, bald schlechter individualisirt, weist bisweilen Feldspathe zweierlei Grösse (vergl. Tafel V, Fig. 1) und wie es scheint Titanit auf. — Augit und spärliche Hornblende umgewandelt. Glimmer zum Theil fuchsroth. Titanit erzumrandet.

Am Wasserfallberg (23) *(Steinbruch auf halber Höhe südwestlich, Mittelbachthal)* ist die Grundmasse des grauen Gesteins gut individualisirt, aber zum Theil wenig fluidal und enthält wenig Titanit. — Grosse olivengrüne Hornblende. Nach G. vom Rath[1]) zollgrosse Krystalle davon. Augit umgewandelt.

Das Gestein der Ittenbacher Hölle (24) *(Fussweg Margarethenkreuz-Mittelbachthal)* nahe am unteren Steinabfuhrweg des Userotter Bruches ist stark angegriffen und daher ziemlich weiss. Grundmasse nicht gut individualisirt. — Wenig Augit und Hornblende, zum Theil umgewandelt. Unterhalb Margarethenkreuz ist der Trachyt gelblichgrau und enthält viel Augit und Hornblende, beide umgewandelt.

Der Trachyt des Oelberges (25) *(V. V. S.-Str., Königswinter-Ittenbacherstrasse, Nachgrabung unter dem Oelberg-Rheinbruch)* ist hellgraublau, verwittert gelblichweiss bis fast weiss, auch mit einem Stich in's Grüne. Grundmasse schlecht, zum Theil sehr schlecht individualisirt, nur von der Stelle der Nachgrabung — also mitten aus dem Massiv — gut und dabei wenig fluidal. — Augit umgewandelt. Hornblende könnte nur umgewandelt da sein. Glimmer häufig mit Magnetiträndern, enthält manchmal Rutilnadeln. Der grosse Sanidin hat an einer Stelle die saftige Farbe der Blutapfelsinen. Titanit hier und da voll Erz, das zuweilen zonar angeordnet ist. Etwas Goldgelb.

Vergleicht man die verschiedenen Vorkommnisse des typischen Trachyts, so ergibt sich eine ausserordentliche Mannigfaltigkeit seiner Ausbildung. Makroskopisch sehr ähnliche Gesteine sind mikroskopisch oft verschieden und umgekehrt. — Am sonderbarsten ist die Stellung der Trachyte vom Zinnhöcker-Knippchen, Ölend und Userott, welche die beste Individualisation der Grundmasse mit dem grössten Reichthum an farbigen Einsprenglingen verbinden. Nicht sehr verschieden ist zum Theil das Gestein der Jungfernhardt, welches sich indessen durch

[1]) Trachyte des Siebengebirges, pag. 8.

Digitized by Google

starke Zersetzung auszeichnet. Dem gegenüber erweist der sich in's Rhöndorfer Thal erstreckende Rücken der Jungfernhardt mit seinem feinen Korn den Uebergang zum Extrem in unmittelbar benachbarten Punkten. Sonst nimmt noch der Trachyt der Scheerköpfe mit seiner vorzüglichen Individualisation eine Sonderstellung ein. — Das Vorhandensein oder Fehlen von Hornblende ist vollkommen belanglos. Dieses Mineral ist nicht nur überhaupt selten, sondern verräth oft genug deutlich seine Neigung zur Umschmelzung zu Augit und Magnetit. Nur am Wasserfallberg ist die Hornblendeführung etwas reicher. — Hier und da kann man wohl beobachten, dass die Massive grobkörniger sind als die Randbildungen und Trümer, oft genug ist aber auch das Umgekehrte der Fall.

Andesitischer Trachyt.

Die Verbreitung des andesitischen Trachyts beschränkt sich auf den Remscheid-Froschberg-Wasserfallberg.[1]) — Gang (26). Eine genaue Beschreibung des Gesteins rührt von Hocks[2]) her, der es insbesondere wegen seiner geringen Sanidinführung zu den Andesiten gestellt hat. Als solcher wurde es auch bei dem Mangel an makroskopischen Sanidinen von G. vom Rath[3]) betrachtet. Rosenbusch[4]) dagegen erwähnt es als Trachyt.

Der andesitische Trachyt gehört im Siebengebirge zu den wenigen Gesteinen, welche durchwegs ziemlich einheitlich ausgebildet sind. Man kann ihm nur sehr geringe Aenderungen in der Structur nachsagen, welche sich durch Abkühlungsunterschiede in grösseren oder geringeren Massen leicht erklären lassen. Der verschiedene Grad der Zersetzung ist vielleicht nicht allein auf atmosphärilische, sondern auch vulkanische Einflüsse zurückzuführen.

Das unzersetzte Gestein *(Thongruben und Steinbruchsversuche südlich vom Remscheid)* ist ausserordentlich dunkel, fast schwarz, sehr dicht und fest. Im zersetzten Zustande *(Steinbrüche am Remscheid, Froschberg und Wasserfall)* ist es hell bis dunkelgrau und braun und von zahlreichen mit Tridymit besetzten Hohlräumen durchzogen. Die sehr schlecht individualisirte, aber fluidale Grundmasse besteht

[1]) Der Froschberg im Siebengebirge, a. a. O.

[2]) Trachyte des Siebengebirges, pag. 29. — v. Dechen, Führer, pag. 101.

[3]) Mikr. Physiogr. 1887, II, 589.

[4]) a. a. O. pag. 7.

Digitized by Google

aus Feldspath, wohl zum grössten Theil Sanidin, ferner Magnetit und wenig Glimmerfetzen. Etwas Glas wird sie vermuthlich auch besitzen. In den *Remscheider Steinbrüchen* und am *Froschberg* ist sie etwas besser individualisirt, am *linken Mittelbachufer* südlich vom Remscheid und im Gangtrum an der *Kleinen Rosenau* am allerschlechtesten.

An den eingesprengten Feldspathen ist Sanidin untergeordnet betheiligt. Die Plagioklase erreichen nach Hocks'[1]) Messungen eine dem Anorthit nahe stehende Zusammensetzung, doch ist die Entscheidung darüber bei dem allein durch Hinzutritt des Karlsbader Gesetzes complicirten Zwillingsbau schwer zu fällen. Der manchmal reichliche secundäre Calcit lässt allerdings auch darauf schliessen. Der Glimmer hat das übliche Aussehen und ist häufig nur secundär dunkel gefärbt. Hornblende kommt reichlich und in grossen Krystallen vor. Frisch ist sie bräunlichgrün bis gelbbraun, sie tritt aber häufig umgewandelt auf. Augit beobachtet man sehr spärlich und immer umgewandelt. Viele Hohlräume mit Hornblende- und Augitumrissen sind ebenso wie die Drusenräume mit Tridymit besetzt. Titanit ist sehr verbreitet. Auf dessen Umrandung mit Erz hat Hocks[2]) zuerst gerade in diesem Gestein hingewiesen. Von unwesentlichen Bestandtheilen sind Magnetit, Apatit in zweierlei Ausbildung — ganz gross nur sehr selten — und Zirkon zu nennen.

Als Zersetzungsproducte treten Calcit in hellgrünen, titanitähnlichen Farben, Tridymit, wenig Quarz, Opal und Limonit auf. Den Tridymit darf man nicht, wie Rosenbusch[3]) es möchte, wenn er auch manche Räume vollständig ausfüllt, als eigentlichen Gemengtheil auffassen. Dem steht schon die Thatsache entgegen, dass er als Ausfüllungsmineral von Augitabdrücken auftritt.

Aegirintrachyt.

Der nur am Kühlsbrunnen (27) *(Steinbrüche)*, wie es scheint über einen sehr eng begrenzten Raum auftretende Aegirintrachyt ist sehr dicht, geschiefert und von heller bläulichgrüner Farbe; zersetzt, wird er hellgelbgrün und weist viele hellbraun ausgekleidete Poren auf, zu deren Erklärung H. Vogelsang[4]), Ferdinand Zirkel[5])

[1]) a. a. O. pag. 10.
[2]) Mikr. Physiogr. 1887, II, 589.
[3]) Philos. d. Geol. 1867, 186.
[4]) Mikr. Besch. d. Min. u. Gest. 1873, 383.

Digitized by Google

und Rosenbusch [1]) Beiträge geliefert haben. Grosse makroskopische Sanidine fehlen.

Die Grundmasse ist hervorragend gut individualisirt. Der Feldspath derselben tritt ausschliesslich in Zwillingen auf, welche bei dem spärlichen Kalkgehalt und ziemlich grosser Auslöschungsschiefe gegen die Zwillingsnaht nur auf Sanidin (Karlsbader und Manebacher Gesetz) oder auf Anorthoklas zu schliessen erlauben. Aegirin in zierlichen Nadeln ist reichlich vertreten. Erzkörnchen sind selten und umgewandelt. Hornblende ist sehr selten.

Als Einsprengling ist ausschliesslich Sanidin mit Sicherheit nachzuweisen. G. vom Rath [2]) erwähnt eine briefliche Mittheilung von G. Rose, wonach dieser an den makroskopischen kleinen Feldspathkrystallen zuweilen einspringende Winkel gesehen hat, und schliesst hieraus, aus Vergleichen mit anderen Trachyten und aus der chemischen Analyse auf die Anwesenheit von Oligoklas.

Andesit.

Noch schwieriger als bei den Trachyten ist die petrographische Systematik bei den Andesiten. Eine gewisse Handhabe gibt die Structur. Ein zweites unterscheidendes Moment ist die Führung farbiger Minerale in der Grundmasse. Ein drittes Merkmal ist die Natur und Menge der Einsprenglinge. Obgleich nun diese drei Eigenschaften sich zu den verschiedensten Gesteinscharakteren combiniren, so kommt man doch im wesentlichen zur Unterscheidung zweier Gruppen, einer mit trachytischer Structur, Armuth an farbigen Bestandtheilen in der Grundmasse und Ausscheidung saurerer Feldspathe und wenig farbiger Minerale, und einer anderen mit basaltischer Structur, Reichthum an farbigen Bestandtheilen in der Grundmasse und Ausscheidung basischerer Feldspathe und vieler farbiger Minerale. Das heisst: man kann saurere und basischere Glieder unterscheiden, der Kernpunkt ist also die chemische Zusammensetzung. Diese Unterscheidung ist geologisch wichtig. Wie anderwärts, so ist die zeitliche Reihenfolge der Gesteinsbildung im Siebengebirge: Trachyt, Andesit, Basalt. Und wenn die Andesite für sich nach der Basicität wieder in solche zu spalten sind,

[1]) Mikr. Physiogr. 1887, II, 600.

[2]) Trachyte des Siebengebirges, pag. 22.

Digitized by Google

welche dem einen oder dem anderen Endgliede näher stehen, so darf man auch zeitliche Unterschiede ihrer Entstehung annehmen, und denen, welche eine grössere Verwandtschaft mit den Trachyten aufweisen, eine frühere Bildung zuschreiben als den basaltähnlichen.

Wenn nun, wie gesagt, diese Glieder in einander überzugehen scheinen, so muss man ursächlich unbekannte Modificationen bei jeder Gruppe annehmen. Wie sich bereits petrographisch nicht unbedeutende Schwankungen innerhalb eines und desselben Massivs, wie der Wolkenburg, zeigen, so wachsen die Unterschiede bei von einander entfernteren, aber doch geologisch verbundenen Punkten, wie bei der Wolkenburg und dem Bolvershahn. Dies wird auch bei der chemischen Analyse zum Ausdrucke kommen. Wollte man daher rein chemisch vorgehen, so würde man auch dabei leicht zu Spaltungen zusammenhängender Dinge kommen und Beziehungen zwischen heterogenen finden. Es würde deshalb die schwierigste Aufgabe bei chemischen Untersuchungen sein, das chemische Mittel geologisch verbundener Gesteine zu suchen.

Die Trennung der Andesite nach den farbigen Gemengtheilen, deren Undurchführbarkeit bekanntlich von namhaften Geologen, insbesondere Lagorio[1]), mehrfach ausgesprochen worden ist, ist auch im Siebengebirge ausgeschlossen, für dessen sogenannte und ihrer Farbe nach in einen Topf geworfene „schwarze Andesite" A. v. Lasaulx[2]) aus seinen mikroskopischen Untersuchungen erwiesen hat, dass die Hornblende- und die Augitführung dieser Gesteine im umgekehrten Mengenverhältnis steht; nach meinen Untersuchungen kommen selbst die Extreme in so grosser Nachbarschaft vor, dass die Trennung aus geologischen Gründen vollkommen hinfällig wird. In anderen Gebieten mag es anders sein, wie neuerdings für die angegebene Theilung Küch[3]) in seiner ausführlichen Bearbeitung colombianischer Andesite geologische Gründe in's Feld führt, insofern als jeder Lavastrom für sich, nach dieser Richtung hin, einheitlich ausgebildet sein soll.

---

[1]) Die Andesite des Kaukasus. 1878, 7.

[2]) Verh. d. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1884, 41, Sitzungsber. 158.

[3]) W. Reiss und A. Stübel, Reisen in Südamerika. Geolog. Stud. in der Republik Colombia. I. Petrographie. 1. Die vulcanischen Gesteine, bearbeitet von Richard Küch. Berlin 1892, pag. 18.

Digitized by Google

Nach dem Vorstehenden ergibt sich daher die Eintheilung in trachytischen und basaltischen Andesit.

Trachytischer Andesit.

Der trachytische Andesit kommt in den mannigfaltigsten Farben verschiedenster Tönung vor, ist ziemlich dicht und deshalb neben anderen Gründen ein geschätztes Baumaterial. Sein Reichthum an grossen Hornblendekrystallen ist bekannt. Die Grundmasse ist im grossen und ganzen schlecht individualisirt und enthält neben meist triklinen, dem Oligoklas nahestehenden Feldspathen und Magnetit sehr wenig Augit und nur hier und da Hornblende. Sehr selten sieht man auch ein gerade auslöschendes leistenförmiges Mineral mit hohem Relief und starken Polarisationsfarben, wie es scheint farblos, höchstens mit einem Stich in's Grüne, welches möglicherweise als rhombischer Pyroxen anzusprechen ist. Glas scheint nicht selten zu sein, doch hat man es oft mit Zersetzungsproducten zu thun, deren Abstammung unentwirrbar ist, und die leicht zu Verwechslungen Anlass geben.

Unter den Einsprenglingen herrscht der Feldspath: man findet seltener Sanidin, meist Oligoklas, aber auch basische Glieder. Augit und Hornblende kommen in wechselnden Mengen vor, letzte gewöhnlich von Magnetit umsäumt und oft mit Hämatiteinlagerungen. Zersetzung beider ist weniger häufig als bei den Trachyten, bei Augit gewöhnlich mehr als bei Hornblende. Glimmer, ebenfalls gern mit Magnetitrand, ist nicht so häufig wie in den Trachyten; nur manchmal tritt er mehr in die Erscheinung. Von Titanit habe ich einen einzigen Krystall mit dickem Erzrand gefunden. Er ist also nicht der Rede wert. Das Erz ist zum grossen Theil zersetzt und deutet dann auf Titaneisen oder Titanmagneteisen. Apatit ist sehr verbreitet, aber in seiner grossen Ausbildung viel weniger häufig als im Trachyt; dagegen kommt er nicht selten in langer Nadelform vor. Schliesslich ist Zirkon zu erwähnen.

Von Zersetzungsproducten sind insbesondere Calcit und schmutzig grüne und braune Aggregate zu nennen, seltener sind dagegen Tridymit und Goldgelb.

Der Andesit der Wolkenburg (28) *(Steinbrüche)* mit seinen bekannten grossen Hornblendeeinsprenglingen hat helle und dunkle,

Digitized by Google

braune, graue, violette und röthliche Farben. Er ist sehr dicht und sondert sich, abgesehen von den schaligen „Umläufern", den äusseren der Verwitterung am zugänglichsten Partien, in dicken, verticalen Säulen ab. Die wenig gut individualisirte, meist undeutlich fluidale Grundmasse enthält etwas Augit, namentlich in der Nachbarschaft von Hornblendeeinsprenglingen! Hier und da rhombischer Pyroxen (?). Hornblendemikrolithe, welche Ferdinand Zirkel[1]) und Arthur Becker[2]) angeben, kommen nicht vor. In Schliffen von dunklen Varietäten findet man viel schmutziggrüne, opake Substanz, welche das ganze Gestein durchfilzt. Ob diese Glas, beziehungsweise dessen Umwandlungsproduct, oder eine sonstige Zersetzungssubstanz ist, vermag man nicht zu entscheiden. Um sie von Glas abzuleiten, scheint sie, insbesondere im Gegensatz zu den davon freien Stücken, allzu verbreitet zu sein. — Unter den eingesprengten Feldspathen viele ziemlich basische; höchste beobachtete Auslöschungsschiefe 34°. Hornblende bei weitem mehr als Augit. Zersetzungsproducte: wenig Calcit (namentlich auch in den Feldspathen), manchmal Hämatit, Limonit.

Am Bolvershahn[1]) (29) *(Steinbrüche)* ist das Gestein sehr zersetzt. Die Farbe ist dunkelbraun, wie auch an der Wolkenburg, bis schwarz. Quarzeinschlüsse nicht selten. Grundmasse schlecht individualisirt, aber gut fluidal. Zeigt selten Augitmikrolithe; sonst wie bei der Wolkenburg. — Eingesprengte Feldspathe scheinen hier sauerer zu sein. Sanidin, gern zonar zersetzt, nicht selten, Plagioklas meist mit kleiner Auslöschungsschiefe, aber auch bis zu solcher von 24°. Viel mehr farbige Bestandtheile als an der Wolkenburg. Etwas mehr Augit als Hornblende. A. v. Lasaulx's[3]) Meinung, dass das Gestein beträchtlich magnetitreicher ist, als das der Wolkenburg, theile ich nicht. Zersetztes Erz sehr häufig. Calcit.

Ebenso ist das gleichfalls sehr dunkle, etwas eisenschüssige Ganggestein vom Schallenberg (*Fussweg vom Rhöndorfer Thal zur V. V. S.-Str. zwischen Bolvershahn und Schallenberg).*

Sehr ähnlich ist der Andesit des Hirschberges (30) *(Steinbruch, V. V. S.-Str.).* Die Farbe schwankt zwischen schwärzlichbraun und schwarz. Auch hier schlechte Individualisation der Grundmasse

[1]) Mikr. Besch. d. Min. u. Gest. 1873, 405.
[2]) N. Jahrb. f. Min. etc. 1883, II, 3 u. 4.
[3]) Verh. d. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1884, 41. Sitzungsber. 156.

Digitized by Google

bei deutlicher Fluidalstructur und fast gänzlichem Mangel an farbigen Mikrolithen. — Feldspatheinsprenglinge meist sauer. Viel farbige Gemengtheile. Etwas mehr Augit als Hornblende. In zersetzten Stücken ist die Umwandlung von Erz in allen Stadien besonders schön zu sehen *(V. V. S.-Str. am Wärterhaus)*. Calcit.

Das Gestein der kleinen Erhebung östlich vom Hirschberg (31) erinnert wieder an das der Wolkenburg. Es ist grau und hat eine ziemlich gut individualisirte Grundmasse mit denselben Merkmalen der Wolkenburger. Die rhombischen Pyroxen(?)-Mikrolithe scheinen etwas pleochroitisch zu sein: Längsrichtung farblos, quer lichtgrün. — Sanidin. Plagioklas bis zu 20° Auslöschungsschiefe, also nicht so hoch wie bei der Wolkenburg. Hornblende und Augit wie dort. Hornblende reichlicher als Augit. Goldgelb hebt die Fluidalstructur gut hervor.

Der Andesit der kleinen Erhebung nordwestlich vom Elsiger Feld (32) *(Gipfel, nicht anstehend)* ist grauviolett. Grundmasse sehr fein individualisirt mit kaum wahrnehmbarer Fluidalstructur, enthält sehr wenig Augit. — Sanidin ziemlich verbreitet. Plagioklas scheint keine grosse Basicität zu erreichen. Augit secundär gelb gefärbt. Von Glimmer und Hornblende ist nur, zum Theil bereits limonitisirter Magnetit übrig geblieben, so dass die Durchschnitte dieser Minerale siebartig aussehen. Apatit in seinen drei Ausbildungsformen und ähnlich gelb gefärbt wie Augit.

Unter einander vollkommen gleichartig sind die folgenden drei Gesteine ausgebildet, deren gegenwärtige räumliche Beziehung ich aber nicht zu ermitteln vermochte.

Auf einer kleinen Erhebung westlich von der Jungfernhardt (33) *(Gipfel)* — auch noch westlich von dem Fussweg von der V. V. S.-Strasse in's Rhöndorfer Thal — liegen unter sich gleiche Stücke eines schmutziggrauen, weissgefleckten Gesteins umher, welches dort anstehend vorkommen dürfte. Grundmasse ausserordentlich schlecht individualisirt, enthält hier und da Biotitblättchen. — Einsprenglinge stark zersetzt. Reichlich Sanidin. Augit und Hornblende vollkommen umgewandelt. Nur der sehr verbreitete Glimmer frisch.

Digitized by Google

Die Grundmasse des dunkelblaugrauen Gesteins vom Zinnhöckchen (34) *(Gipfel, herumliegende Stücke)* ist womöglich noch schlechter individualisirt. — Feldspath weniger zersetzt. Augit und Hornblende, beide umgewandelt, reichlich. Sonst dasselbe.

Nordöstlich von der Jungfernhardt (35) *(V. V. S.-Str.)* setzt ein schwer erkennbarer, mehrere Meter mächtiger Andesitgang durch den Trachyt. Das hellgraue Gestein sieht ausnehmend dicht aus. Unter dem Mikroskope ist es wie das vorige; nur Augit ist zu Quarzaggregaten umgewandelt, wie im Trachyt der Jungfernhardt, ebenso wahrscheinlich Hornblende.

Ziemlich am Ende des langen Heideschottbergrückens (36) steht ein dunkelgraues, etwas eisenschüssiges Gestein an. Grundmasse ziemlich gut individualisirt und deutlich fluidal, enthält in geringer Menge kleine Glimmerblättchen. — Auch hier ziemlich viel Sanidin und viel Glimmer. Aeusserst wenig Augit und Hornblende, beide umgewandelt.

Der Rücken zwischen Perlenhardt und Auf dem Lahrberg (37) *(letzter Ausläufer)* liefert ein ausserordentlich zersetztes, drusenreiches, mürbes, grünlichgraues Gestein. Grundmasse ganz gut individualisirt, scheint hier und da auch Hornblende zu enthalten. — Die Feldspathe scheinen vorzugsweise den Mittelgliedern der Plagioklasreihe anzugehören. Sanidin fraglich. Mehr Hornblende als Augit. Erz zum Theil umgewandelt.

Das Andesitvorkommen bei den Häusern Lahr (38) *(V.-V.-S.-Str. am ersten Haus vom Margarethenkreuz aus)* ist dunkelgrau mit einem Stich ins Rothe. Die Grundmasse, bei guter Fluidalstructur schlecht individualisirt, birgt vielleicht etwas umgewandelten Augit. — Unter den einschlussreichen Plagioklasen scheinen die basischeren vorzuherrschen, grösste Auslöschungsschiefe 37°. Sanidin wurde nicht beobachtet. Augit waltet gegen Hornblende vor.

Der herumliegende Andesit im District Auf dem Lahrberg (39) *(südlich vom Rücken)* ist röthlich- und grünlichgrau. Structur der

Digitized by Google

Grundmasse gleich der vorigen. Wenig gelbe und rostbraune Augitmikrolithe. — Die Feldspathe scheinen ziemlich sauer zu sein; grösste Auslöschung 15°. Sanidin. Der reichliche Augit ist, namentlich randlich, gelb gefärbt, wie im Andesit nordwestlich vom Elsiger Feld. Die Hornblende, die sich durch ihre ziegelrothe Farbe auf dem grünlichen Gestein bereits makroskopisch sehr deutlich abhebt, ist nur in grösseren Krystallen theilweise frisch, sonst zersetzt. Sie wie der Glimmer hat oft nur in Form geradlinig begrenzter Magnetitanhäufungen ihre Spur zurückgelassen. Wie es scheint mehr Augit als Hornblende. Apatit lichtgelb.

Unterhalb der Felder, wo diese Stücke gesammelt wurden, nordöstlich von den Häusern Lahr (40) steht dicht unter der Ackerkrume ein dunkler Andesit mit grossen Hornblendekrystallen an. Die ganz gut individualisirte Grundmasse scheint etwas umgewandelten Augit zu enthalten. — Vorzugsweise saurere Plagioklase und Sanidin. Hornblende, oft mit Hämatiteinlagerungen, sehr reichlich, immer von Magnetit umrandet. Sehr wenig Augit. Glimmer und Rutilnadeln. Hier fand ich einen Titanit!

Der Andesitgang im Trachyt gleich unterhalb vom Margarethenkreuz (41) *(erster Steinbruchsversuch an der Fahrstrasse vom Margarethenkreuz nach Königswinter durch das Mittelbachthal)* hat hellgraues Gestein mit einem Stich in's Rothe, das bei stärkerer Zersetzung gelblichweiss wird und zu Sand zerfällt. Die schlecht individualisirte Grundmasse scheint keine farbigen Mikrolithe zu enthalten. — Reichlich Sanidin und saure Plagioklase. Augit und Hornblende vollkommen umgewandelt.

Das hellviolette bis rothe, stark zersetzte und deshalb leicht zerfallende Gestein der gangartigen Vorkommnisse südlich von Remscheid (42) *(Hohlweg nördlich von den Thongruben)* hat auffallend viel makroskopische kleine Glimmerblättchen. Individualisation sehr schlecht. — Ziemlich viel Sanidin. Augit und fragliche Hornblende umgewandelt. Glimmer zum Theil fuchsroth und opak.

Vielleicht von Anstehendem des Nonnenstromberges (43) herrührend — ich habe Anstehendes dort nicht ermitteln können —

Digitized by Google

ist ein sehr dunkles Stück Andesit, welches ich am östlichen Fusse desselben gefunden habe. Die ziemlich gut individualisirte, schön fluidale Grundmasse weist wenig Augit auf. — Sanidin und saure Plagioklase. Mehr Augit als Hornblende. Diese zum Theil mit Hämatiteinlagerungen. Glimmer mit Rutilnadeln.

Das Gestein des Stenzelberg-Rosenau-Wasserfallberg ganges (44) *(Steinbrüche und verschiedene Punkte der Gesammterstreckung)* ist, abgesehen von den „Umläufern", dicksäulig abgesondert *(Stenzelberg)*. Es ist durchwegs ziemlich einheitlich ausgebildet. Im frischen Zustande hellblaugrau, wird es verwittert dunkler und erhält einen Stich in's Rothe und in's Gelbe. Der Reichthum an Ausscheidungen und Hornblendekrystallen, vom Stenzelberg bekannt, ist nicht auf diese Oertlichkeit beschränkt. Die Grundmasse ist nicht sehr gut individualisirt, aber vorzüglich fluidal. Sie enthält vielleicht ein wenig umgewandelten Augit. — Die Feldspathe gehören wohl zum grössten Theil den Mittelgliedern der Plagioklasreihe an. Maximum der Auslöschungsschiefe 31°. Rosenbusch[1]) hält Zersetzungsproducte der Plagioklase für Pennin. Sanidin nicht mit Sicherheit nachgewiesen. Im ganzen überwiegt die Hornblende den Augit bedeutend an Menge, doch sind beide zuweilen zu gleichen Theilen vertreten *(Schwendel)*. Unter den Augiten solche von grauer Farbe. Hornblende und Glimmer mit Hämatiteinlagerungen und den üblichen Erzrändern. Purpurroth durchsichtiges Erz. Zersetztes Erz. G. vom Rath[2]) hebt in Hohlräumen des Stenzelberger Gesteins den Reichthum an Tridymit hervor, zu dem sich zuweilen Magnetitoktaëder gesellen.

Ein Vergleich der trachytischen Andesitvorkommen untereinander zeigt eine vollständige Regellosigkeit. Hier und da gibt es wohl Analogien wie bei den wenigen Punkten mit glimmerreichem Andesit am Zinnhöckchen und an der Jungfernhardt, zu denen vielleicht auch der Heideschottberg hinzuzurechnen ist. Verhältnismässig einheitlich ist auch das Stenzelberg-Rosenau-Wasserfallberggestein ausgebildet. Dass die Andesite am Margarethenkreuz grosse Unter-

---

[1]) Mikr. Physiogr. 1887, II, 657.

[2]) Poggendorff's Ann. 1872, 147, [223], 280.

Digitized by Google

schiede zeigen, nimmt weiter nicht Wunder, da sie vielleicht lauter einzelnen Gängen angehören. Am meisten kommen die Verschiedenheiten am Hirschberg-Wolkenburg-Bolvershahnandesit zum Ausdruck, aber merkwürdiger Weise stimmen die entfernteren Punkte (Hirschberg und Bolvershahn, Wolkenburg und Kuppe östlich Hirschberg) besser überein als die benachbarten und jedenfalls oberflächlich zusammenhängenden (Wolkenburg und Bolvershahn, Hirschberg und Kuppe östlich davon).

Basaltischer Andesit.

Der basaltische Andesit hat ein sehr mannigfaches Aussehen. Neben ausserordentlich compacten Massen treten ausgezeichnet geschieferte auf, und dazwischen gibt es Uebergänge. Die ersteren haben vorzugsweise blauschwarze, bei Verwitterung in's Grüne und Gelbe spielende Farben, die zweiten mehr oder weniger helle graue oder auch infolge nachträglicher Einflüsse gelbe Farben. Bei jenen sieht man makroskopisch namentlich Hornblende- und Augitnadeln hervortreten, bei diesen Feldspath. Letzterer ist gern plattigparallel gelagert und dadurch wahrscheinlich nicht von unerheblichem Einfluss auf das Gefüge. Manchmal kommen in den compacten Massen auch kugelige Absonderungen vor, wie an den Breibergen, welche die technische Verwerthbarkeit des Steines in Frage stellen. — So nähert sich das Gefüge manchmal mehr dem des Dolorits, wie ein Vergleich an der Löwenburg leicht erkennen lässt, manchmal, wo die Feldspathe mehr in die Erscheinung treten, mehr dem des Trachyts, wie die vorgekommene Verwechslung am Tränkeberg und an den Scheerköpfen schon erweist.

Die Grundmasse ist meist ausgezeichnet individualisirt und fluidal und hat gewöhnlich eine der basaltischen ungemein ähnliche Structur. Die meist verzwillingten Feldspathe derselben haben eine mehr oder weniger geringe Auslöschungsschiefe. Im Gegensatz zum trachytischen Andesit sind Augit und Hornblende in der Grundmasse sehr verbreitet. Sonst enthält diese noch Magnetit in sehr wechselnder Menge. Die Abgrenzung des Begriffes „Grundmassebestandtheil“ und „Einsprengling“ ist nicht immer durchführbar, was am leichtesten bei der Hornblende zu beobachten ist.

Die Einsprenglinge sind dieselben wie beim trachytischen Andesit, ihr Habitus weicht aber insofern häufig von jenen ab, als

Digitized by Google

diejenigen, welche überhaupt Neigung dazu haben, auffallend gern verzwillingt und mit Zonalbau auftreten. Die Feldspathe treten von der Säurestufe des Sanidins bis zu der des Anorthits auf. Die Auslöschungsbestimmungen schienen mir bei der mannigfachen Verzwilligung und dem Mangel an deutlichen Spaltrissen zu ungenau, um sie hier wiederzugeben: es sei genug damit gesagt, dass die äussersten Glieder der Plagioklasreihe, vielleicht mit alleinigem Ausschluss von Albit, und alle dazwischen liegenden, sowie Sanidin auftreten. Augit und Hornblende nehmen ungemein verschiedenen Antheil an dem Aufbau der Gesteine. Oft waltet das eine, oft das andere Mineral vor, hier und da schliesst auch eins das andere ganz aus. Häufig geht das Vorkommen des einen oder des anderen als Einsprengling in gleichem Sinne Hand in Hand mit dem als Grundmassebestandtheil. Glimmer tritt selten, meist gar nicht auf. Auffallend ist die Vorliebe des Apatits, in grossen Krystallen aufzutreten wie im Trachyt. Wie erwähnt, ist dieser Habitus in den sauren Andesiten nicht häufig. Schliesslich sind Magnetit und Zirkon zu nennen. Titanit einerseits (mit Ausnahme eines einzigen erzumrandeten Krystalles) und Olivin andererseits wurde nicht beobachtet.

Als Zersetzungsmineral ist vorzugsweise Calcit zu erwähnen, der nirgends fehlt. Hier und da Tridymit, oft in Gesellschaft mit Calcit.

Vom Breiberg bis zum Bockeroth (45) *(Felsen auf der Höhe, Steinbruch südlich vom Breiberg)* ist das Gestein sehr einheitlich ausgebildet. Es ist sehr dicht, grauschwarz, verwittert hat es einen Stich in's Grüne und zeigt kugelige Absonderung. In der Grundmasse sind wenig farbige Mikrolithe, namentlich wenig Hornblende. — Der Feldspath zeigt zuweilen eigenthümliche Durchdringungserscheinungen. Augit und Hornblende zu ungefähr gleichen Antheilen. In einem Schliff fand ich einen herrlichen Cordieritdrilling (Tafel V, Fig. 4), wie ihn A. v. Lasaulx[1]) aus einem Auswürfling des Laacher Sees beschrieb. Ueber die Häufigkeit dieses Minerals „in einschlussartigen Massen im Andesit" des Siebengebirges (Wolkenburg) berichtet Karl Vogelsang.[2]) Andere als Einschluss auftretende,

[1]) Zeitschr. f. Kryst. 1884, 8, 78.

[2]) Zeitschr. d. Deutschen geol. Ges. 1890, 42, 39.

Digitized by Google

langgezogene abgerundete Minerale mit einem Saum von Augitmikrolithen und Calcit sind Quarz (Tafel V, Fig. 5), der auch makroskopisch in dieser Weise auftritt.

Der Andesit der dem Bockeroth-Ausläufer in's Rhöndorfer Thal (46) angehörigen, dem letzteren am nächsten gelegenen kleinen Erhebung *(Gipfel)* gehört zu den geschieferten und ist hellgrau mit grossen, schneeweissen Feldspathflecken. Die ganz besonders schön individualisirte Grundmasse enthält sehr reichlich Augit, keine Hornblende. — Auch unter den Einsprenglingen fehlt Hornblende beinahe gänzlich. Wenig Magnetit.

Genau dieselben Charaktere weisen Felsen auf, welche im Rhöndorfer Thal (47) unterhalb der V. V. S.-Bank Nr. 72 in grosser Menge herumliegen. Hier sieht das Gestein dunkler aus und ist ausgezeichnet geschiefert.

Am nordöstlichen Abhang des Breiberges, im District Kreuzbuche (48) *(kleiner Steinbruchsversuch)* kommt ein ganz eigenthümlicher, grünlich schwarzer, sehr dichter Andesit mit makroskopischem Augit vor. Grundmasse sehr fein individualisirt, gar nicht fluidal, enthält wenig Hornblende und ist sehr magnetitreich. — Unter den Einsprenglingen wenig Hornblende, Augit zum Theil umgewandelt.

Der anstehende Andesit im Rhöndorfer Thal unterhalb der V. V. S.-Bank Nr. 72 (49) *(Weg)* sieht äusserlich dem Breiberger ähnlich. Da er sehr zersetzt ist und seine Merkmale deshalb sehr schwer zu erkennen sind, ist es nicht einmal möglich, mit Sicherheit anzugeben, ob hier ein basaltischer Andesit, oder ein selbständiger trachytischer Andesitgang im Conglomerat vorliegt. In der sehr schlecht individualisirten Grundmasse ist wenig Hornblende. — Unter den Einsprenglingen Hornblende und Augit umgewandelt, zum Theil zu Limonit. Ziemlich viel Glimmer. Viel Tridymit in mit Limonit bekleideten Drusenräumen.

Das Gestein des im Rhöndorfer Thal gleich oberhalb der V. V. S.-Bank Nr. 72 (50) *(Weg)* im Conglomerat aufsetzenden schmalen Andesitganges ist zu einer widerstandslosen hellbraunen Masse zersetzt, in der zersetzte grüne Hornblendenadeln leicht kenntlich sind. — Unter dem Mikroskope kann man noch einige frische Hornblendereste erkennen. Dieses Mineral scheint als Einsprengling und als Grundmassebestandtheil im frischen Gestein sehr verbreitet zu sein.

Digitized by Google

Der grauschwarze Andesit, der in dem Kühlsbrunner Aegirintrachyt(51) *(Steinbrüche)* aufsetzt, ist ausgezeichnet individualisirt und sehr schön fluidal. Er erinnert unter dem Mikroskope an den hellen Andesit der letzten Erhebung des Bockerothausläufers gegen das Rhöndorfer Thal, ist aber ausserordentlich zersetzt: grosse Drusenräume sind mit radialstrahlig angeordnetem Calcit erfüllt. In der Grundmasse viel Augit. — Als Einsprengling ist dieser stark gebleicht. Hornblende ist nicht zu sehen, vielleicht ist sie bis zur Unkenntlichkeit umgewandelt. In besonders zersetzten Stücken sehr wenig Magnetit. Dafür beobachtet man secundäre, in gefiederter Form aneinander gelagerte, mikrolithische, schwarze, undurchsichtige Gebilde.

Am Felsvorsprung nordwestlich von der Löwenburg (52) ist das Gestein sehr dicht, blauschwarz, verwittert mit einem Stich in's Grüne. In der Grundmasse überwiegt Hornblende erheblich Augit an Menge. — Als Einsprenglinge stehen sich wenig grosse Hornblenden und viel kleine Augite gegenüber.

Der nördlich vom Doleritfelsen an der Löwenburg (53) anstehende Andesit ist ziemlich hell, grau, etwas plattig abgesondert, mit vielen weissen Feldspathflecken. Die Grundmasse des ziemlich zersetzten Gesteins scheint weniger gut individualisirt zu sein. Sie enthält viel Augit, sehr wenig Hornblende. — Diese beiden sind als Einsprenglinge nicht besonders zahlreich. Mehr Hornblende als Augit.

Oestlich von dieser Stelle (54), unten am alten Fussweg, habe ich durch Nachgraben das Andesitvorkommen feststellen können. Das hier hellbraune Gestein ist durch Verwitterung vollständig durchlöchert. Die Grundmasse scheint auch wenig gut individualisirt zu sein und viel Hornblende zu enthalten, während Augit nicht beobachtet wurde. — Die Einsprenglinge sind zersetzt und ausgewaschen, weiter ist darüber nichts zu sagen.

Weiter östlich von diesem Punkt (55), an einem anderen alten Wege, hat der verstorbene Förster Ruwet sen. Steine zum Wegebau graben lassen. Der Andesit steht an. Er ist gelblichgrün und hat braune Poren. Die normal gut individualisirte Grundmasse enthält Hornblende, keinen Augit. — Ausgeschieden als Einsprengling ist mehr Hornblende als Augit, beide verhältnismässig wenig.

An dem spitzen Winkel der Löwenburg-Honnefer Fahrstrasse (56) ganz dicht am Löwenburger Hof ist der Andesit

Digitized by Google

dunkelgrün und hat viele schmutzigweisse Feldspathflecken. An dieser Stelle fand ich übrigens Magnetkies als Einschluss, gewiss ein Zeichen von der nahen Verwandtschaft des basaltischen Andesits mit Basalt! Augit und Hornblende sind sowohl als Mikrolithe, als auch als Einsprenglinge zu gleichen Theilen vertreten. [1])

Am Südabhang der Löwenburg[2]) (57), dem Possberg ungefähr gegenüber, ist der Andesit dicht blauschwarz. Grundmasse ganz gut individualisirt, über die farbigen Mikrolithe hat man aber wegen der vielen Zersetzungserscheinungen kein Urtheil. Unter den Einsprenglingen waltet Hornblende gegen Augit vor. Ausnehmend viel Calcit.

Am Brüngelsberg-Tränkebergzug ist die petrographische Verschiedenheit der einzelnen Vorkommen ganz besonders interessant, weil dieser Kette wohl Niemand die geologische Einheitlichkeit absprechen wird.

Am Brüngelsberg (58) *(Rhöndorfer Thal, Felsvorsprung in halber Höhe, Gipfel)* ist der geschiefert abgesonderte Andesit (zum Theil sehr) hellgrau mit vielen weissen Feldspathen; das Gestein am Fuss *(Rhöndorfer Thal)* hat eine hellgelbe Farbe und viele Poren, in denen nach G. vom Rath[3]) in Eisenoxydhydrat umgeänderte Braunspath- oder Spatheisensteinkrystalle vorkommen. Am Fuss ist das Gestein gut individualisirt. Sehr viel Hornblende in der Grundmasse, wenig als Einsprengling, während Augit nicht beobachtet wurde. — In halber Höhe ist die Individualisation schlecht. Viel grössere Hornblende- und kleinere Augitmikrolithe und besonders reichlich Magnetit. Als Einsprenglinge viel Hornblende und Augit zu etwa gleichen Theilen. Eine Ausscheidung ist mit Hornblendemikrolithen wie gespickt, ohne Augit und überhaupt ohne Einsprengling. — Auf dem Gipfel ist die Grundmasse wieder etwas besser individualisirt und enthält mehr Augit als Hornblende. Unter den Einsprenglingen Hornblende und Augit verhältnismässig nicht sehr zahlreich, zu gleichen Theilen. — Ueberall ziemlich viel Glimmer.

---

[1]) Dies ist Mangold's Dolerit! a. a. O. pag. 21.

[2]) A. v. Lasaulx, Verh. d. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1884. 41, Sitzungsber. 157.

[3]) Trachyte des Siebengebirges, pag. 26. — v. Dechen, Führer, pag. 97.

Digitized by Google

Am Tränkeberg[1]) (59) *(V. V. S.-Str., Steinbruch, Gipfel)* ist das Gestein hellgrau bis gelb, auch mit einem Stich in's Rothe, schliesst grosse Feldspathe ein und hat vorzügliche dünnplattige Absonderung. In ganz zersetztem Zustande sieht es vollkommen — allerdings vertikal — geschichtet aus. Die Grundmasse ist, namentlich an dem engen Ausläufer an der Strasse, schlecht individualisirt. Hornblende tritt wieder als Mikrolith und als Einsprengling besonders hervor, aber auch Augit, bisweilen umgewandelt, ist (besonders am Gipfel) sehr stark vertreten. Sehr wenig Glimmer.

Der nur in kurzer Erstreckung zu verfolgende grünlich-schwarzgraue, gelbgepünktelte Andesit bei Heisterbach (60) enthält in der Grundmasse sehr viel Augit und wenig Hornblende. Einige wenige Mikrolithe erinnern an die für rhombischen Pyroxen(?) gehaltenen. Unter den Einsprenglingen mehr Hornblende als Augit, beide nicht sehr reichlich. Erz umgewandelt.

Den basaltischen Andesiten nahezustehen oder zuzugehören scheinen die eigenthümlichen Gänge westlich vom Margarethenkreuz (61) *(Fussweg Margarethenkreuz-Mittelbachstrasse durch die Ittenbacher Hölle, Mittelbachstrasse, Heisterbacher V. V. S.-Str. am Kreuzpunkt mit dem Fussweg zum Ölberggipfel).* Das Gestein zeichnet sich aus durch feinplattige Absonderung, perlgraue Farbe, Seidenglanz, Reichthum an Poren und Fülle an makroskopischen, gelben und grünen, umgewandelten Hornblendenadeln. Die Grundmasse aus Feldspath und Magnetit ist hervorragend gut individualisirt und scheint wenig hornblendehaltig zu sein. — Unter den Einsprenglingen scheinen saurere Plagioklase nicht minder verbreitet zu sein als basischere, und Sanidin tritt auch auf. Hornblende ist sehr reichlich, selten und nur zum Theil erhalten, sonst wie der augenscheinlich nur spärliche Augit vollkommen umgewandelt. Apatit in langen, quergegliederten Nadeln, selten in grösseren Krystallen, aber nicht in seiner grössten Ausbildungsform. Magnetit. Umgewandeltes Erz. Zirkon. In 12 Schliffen kam ein Titanitkrystall mit dickem Erzrand vor — der einzige im basaltischen Andesit angetroffene.

---

[1]) G. vom Rath, Verh. d. naturh. Ver. f. Rheinl. u. Westf. 1879, **36**, Sitzungsber. 322. — A. v. Lasaulx, Ebenda. 1884, **41**, Sitzungsber. 157.

Digitized by Google

Der basaltische Andesit zeichnet sich nach dem Vorigen durch die grösste Mannigfaltigkeit aus, sei es in structureller Beziehung, sei es in Mineralführung. Einheitlich ist nur das Gestein des Breiberg-Bockerothrückens; aber auffallend verschieden davon sind die unmittelbar nördlichen Vorkommen auf dem Bockerothausläufer und am Rhöndorfer Thal, sowie das ganz eigenartige Gestein von der Kreuzbuche. Ferner sind die zuletzt beschriebenen Gänge am Margarethenkreuz aus sehr einheitlichem Andesit. Dieser nimmt insofern äusserlich eine Mittelstellung zwischen den geschieferten und den dichten Vorkommen ein, als er jenen in Absonderung und Färbung, diesen in der Führung makroskopischer Hornblende gleicht. — Wie sonst die geschieferten und massigen basaltischen Andesite regellos in einander übergehen, ist an der Löwenburg sehr deutlich zu verfolgen.

Zum Schluss sei es mir gestattet, auch auf diesem Wege allen denen meinen besten Dank auszusprechen, welche mir zur Erreichung meines Ziels förderlich gewesen sind, namentlich auch den Herren Grund- und Steinbruchseigenthümern und -Besitzern im Siebengebirge, insbesondere den Herren Merkens sen. und jun. in Rhöndorf.

Aachen, Mineralogisches Institut der königl. technischen Hochschule, September 1892.

Digitized by Google

Tafel-Erklärung.

Tafel I. Gangtrum von typischem Trachyt in Conglomerat am Ittenbacher Kottnebel. Der Verlauf des Ganges ergibt sich aus dem schematisch dargestellten Grundriss.

Tafel 2. Gang von basaltischem Andesit in Aegirintrachyt im untersten Steinbruch am Kühlsbrunnen.

Tafel 3. Verwerfung im typischen Trachyt am Oelend. Auf der linken Hälfte der Tafel sieht man die Absonderungsflächen mehr vertical, auf der rechten mehr horizontal gestellt. Die nur wenige Centimeter mächtige Verwerfungsspalte kommt auf dem Bilde, dessen Mitte sie genau durchschneidet, nicht zum Ausdruck.

Tafel 4. Fig. 1. Abwechselnd zonarer Sanidin im typischen Trachyt.
Fig. 2. Oligoklas, von Sanidin umwachsen, im typischen Trachyt.
Fig. 3. Feldspath, corrodirt, im basaltischen Andesit. Die durch die Corrosion entstandenen Hohlräume sind mit neuer, unter einem anderen Winkel, einheitlich auslöschender Feldspathsubstanz ausgefüllt.
Fig. 4. Feldspath mit zersetztem Kern im typischen Trachyt.
Fig. 5. Pseudomorphose von Quarz nach Augit, vermittelt durch Serpentin, im typischen Trachyt. Ein kleiner Theil (unten links) besteht noch aus serpentinischer Substanz.

Tafel 5. Fig. 1. Titanit mit zonar eingewachsenem Erz im typischen Trachyt. In der Grundmasse erkennt man quasi zwei Feldspathgenerationen.
Fig. 2. Titanitcolonie im typischen Trachyt.
Fig. 3. Apatit im typischen Trachyt.
Fig. 4. Cordieritdrilling (Einschluss?) im basaltischen Andesit.
Fig. 5. Quarz (Einschluss) im basaltischen Andesit.

Digitized by Google

IV. Beiträge zur Systematik der Eruptivgesteine.

Von **Heinr. Otto Lang.**

(Mit einer Figur.)

Auf welche Art und Weise man die Eruptivgesteine in chemischer Beziehung mit einander zu vergleichen habe, um ihre wesentlichen Uebereinstimmungen oder Verschiedenheiten zu erkennen, habe ich in diesen Mittheilungen, Bd. XII, 199 ff., darzulegen versucht. Es war dabei mein Bestreben, jede deductive Ableitung aus einer mehr oder weniger wahrscheinlichen Grundidee zu vermeiden und rein heuristisch auf statistischem Wege vorzugehen. Die tiefer liegende Causalität der auf diese Weise erhaltenen Ergebnisse nachzuweisen, halte ich für keine so leichte Aufgabe, als dass solche mit den vorhandenen Beweismitteln zu lösen gelingen könne. Letztere nun zu mehren, dazu sollen die jetzt dargebotenen Abhandlungen und die ihnen hier in zwangloser Reihe noch folgenden dienen. Inzwischen dürften auch die in der Zeitschr. f. Naturwiss., Halle 1892, Bd. 65, gegebenen Darlegungen der stofflichen Verhältnisse von Vesuv- und Aetna-Laven das Vertrauen zu der Richtigkeit des von mir gewiesenen Weges schon gesteigert haben.

Um erwarteten Einwendungen chemischer Theoretiker zu begegnen, habe ich an Stelle des „Alkalienverhältnisses", das den chemischen Typus eines Eruptivgesteins kennzeichnet, in einer in Mémoires d. Soc. Belg. de Géol. V, 123—146, enthaltenen Abhandlung das „Alkalimetallverhältnis" treten lassen und die mit seiner Hilfe durchgeführte Gruppirung der Gesteinsvorkommen der Beurtheilung seitens der Fachgenossen unterbreitet. Da man sowohl Kalk, Natron und Kali, als auch deren Metalle nur als Indicatoren ihrer Feldspathsubstanzen betrachten kann, so habe ich auch das Mengenverhältnis der letzteren in Betracht gezogen; eine Veröffentlichung der auf diese Weise erzielten Gesteinsgruppirung wäre wohl auch wünschenswert behufs Vergleichung mit den beiden anderen, doch befürchte ich dadurch das Interesse der Fachgenossen zu ermüden und beschränke ich mich darauf, die wichtigsten Ergebnisse jener Berech-

Digitized by Google

nungen in den folgenden Abhandlungen gelegentlich mitzutheilen. Das beweisende Zahlenmaterial dabei mit vorzulegen ging allerdings nur in wenigen Fällen an, wenn die Nachsicht des Verlags nach dieser Richtung nicht missbraucht werden sollte, zumal sich die Nothwendigkeit ergab, für jede Analyse nicht nur die Feldspathsubstanzen und deren Mengenverhältnis zu berechnen, sondern auch die Grössen der dazu benöthigten Quoten von Kieselsäure und Thonerde und diese mit den Angaben der Analyse zu vergleichen.[1]) Um die Vergleichung der Mengenverhältnisse für die verschiedenen Analysen und Gesteine zu erleichtern, habe ich mich häufig der Quotienten bedient und behufs abgekürzter Anführung diese numerirt. Man erhält den:

I. Quotient, wenn man die Menge von Kalium oder Kali oder Kalifeldspathsubstanz theilt durch die Summe der Mengen von Natrium und Calcium, beziehungsweise Natron und Kalk oder Natron- und Kalkfeldspathsubstanz;

II. Quotient, wenn man die Menge von Kalium oder Kali oder Kalifeldspathsubstanz theilt durch diejenige des Natrium, beziehungsweise Natron, beziehungsweise Natronfeldspathsubstanz;

III. Quotient, wenn man die Menge von Natrium oder Natron oder Natronfeldspathsubstanz theilt durch die Summe der beiden anderen Glieder des Verhältnisses der Alkalimetalle oder der Alkalien oder der Feldspathsubstanzen;

IV. Quotient, wenn man mit der Menge von Calcium oder Kalk oder Kalkfeldspath ähnlich verfährt wie beim III. Quotienten mit Natrium etc.

V. Quotient, wenn man die Menge von Calcium ff. theilt durch diejenige von Kalium ff.

VI. Quotient, wenn man die Menge des Calcium ff. theilt durch diejenige des Natrium ff. — Die in der Folge mit Ziffern citirten Quotienten beziehen sich aber stets auf die Feldspathsubstanzmengen.

Wenn ich nun auch unterlassen muss, das beweisende Zahlenmaterial in jedem Falle und ausführlich vorzulegen, so habe ich doch

---

[1]) Die der Berechnung zu Grunde gelegten Zahlen sind

1 CaO	verlangt	2·14	SiO_2	und	1·83	Al_2O_3,	um	4·97 Feldspathsubstanz
1 Na_2O	„	5·80	„	„	1·65	„	„	8·46 „
1 K_2O	„	3·83	„	„	1·09	„	„	5·92 „

zu bilden.

Digitized by Google

nie. die Quellenangabe desselben versäumt, so dass die Kritik wohl im Stande ist, dasselbe zu prüfen. Eine Erleichterung und Kürzung dieser Nachweise bot sich darin, dass ich mich an die in diesen Mittheilungen, a. a. O., veröffentlichte Analysentabelle hielt, in der die literarischen Quellen genannt sind, und auf die ich mich hiermit im allgemeinen beziehe. Aus dieser Tabelle machte es sich allerdings nöthig, einige Analysen von zweifelhaftem Werte auszuscheiden, die nur als Füllsel des mageren Gruppenskeletts aufgenommen waren, bei ihrer weiteren Benutzung aber das Urtheil irre zu führen drohten. Bei gegen 800 Bauschanalysen, die den Schlussfolgerungen als Material gedient haben, erschien diese Ausschliessung[1]) als erlaubter und geeignetster Weg, umfangreiche Erörterungen der Unfügsamkeit solcher Analysen zu vermeiden. Dieser Ausfall wurde jedoch reichlich ersetzt durch die Einführung anderer, welche mit Quellenangabe an den Stellen, wo Bezug auf sie genommen wurde, angeführt werden.

I. Inwieweit bestimmt der chemische den Mineralbestand von Eruptivgesteinen?

Zur Ausbildung von Mineralindividuen bedarf es, wie wohl niemand bezweifelt, ausser der entsprechenden Substanz auch noch gewisser anderer Bedingungen, insbesondere bestimmter Druck- und Wärmeverhältnisse und, wie wenigstens für manche Begrenzungselemente erwiesen erscheint, der Gegenwart von die Ausbildung leitenden Stoffen (paragenetisches Moment: agents minéralisateurs).

Den Machtbereich dieser Nebenbedingungen dehnen aber die einzelnen Forscher in verschiedenem Masse aus, indem manche sie nur für die Individualisirung, Form- und Grössenentwicklung der Mineralindividuen gelten lassen; wenn wir die Mineralien in ihrer Eigenschaft als Gesteinsgemengtheile in Betracht ziehen, würden also nur die histologischen Verhältnisse der Eruptivgesteine von jenen abhängig sein. Da diese aber die Gesteinssystematik nicht in erster Linie bestimmen,

[1]) Dieselbe traf die vereinzelten Analysen von: Diorit von Hof in Bayern (mit 2·17 Procent Kohlensäure!), Grünstein aus Staffordshire, Olivindiabas von Mosso, Foyait nach der Analyse von Humpidge, deren Angaben mit den Mittelzahlen der von Jannasch gebotenen Foyaitanalysen unverträglich sind, Nephelinbasalt von Naurod in Nassau (mit 3·78 Procent Wasser) und vom Steinsberg in Baden (mit auffallend wenig Kalk und Alkalien).

Digitized by Google

z. B. ein Rhyolith als solcher gilt schon nach seinem Kieselsäuregehalte auch ohne thatsächliche Gegenwart von Quarz, so ist nach obiger Schulmeinung der Mineralbestand eines Eruptivgesteins im wesentlichen nur abhängig von dem chemischen, also lediglich eine Function seiner Substanz.

Im Gegensatz dazu suchte J. Roth schon 1861 die Behauptung zu beweisen, dass „feurig-flüssige Massen von gleicher oder sehr nahe gleicher chemischer Zusammensetzung in verschiedene Mineralien auseinanderfallen können", wenn sich auch die Ursachen dieser Erscheinung „nur muthmassen liessen in Unterschieden des Druckes, der Temperatur, des umgebenden Mediums, der Unterlage u. s. w."; und als Rosenbusch in neuerer Zeit dies bestritt und behauptete: „die letzte Consequenz dieses Satzes wäre, dass wir aus der Bauschanalyse eines Gesteins seine mineralogische Zusammensetzung nicht erkennen könnten, und diese Consequenz wird heute kein Petrograph mehr zugestehen", stellte Roth eine Reihe neuer Beweispunkte mit den bereits 1883 in seiner „Geologie, II, 66" angeführten in der Zeitschr. d. deutsch. geol. Ges., XLIII, 1891, zusammen.

Da meines Wissens Rosenbusch der Roth'schen Beweisführung gegenüber nichts vorgebracht hat, was als ein Gegenbeweis zu gelten vermöchte, so könnte die Sache hiermit abgeschlossen erscheinen. Der Roth'sche Beweis zeigt jedoch bei näherer Betrachtung sehr bedenkliche Schwächen. Einmal dienen als Belege auch Gesteine, deren eruptive Natur und deren primärer Mineralbestand mindestens sehr fraglich ist, wie Cordieritgneiss von Lunzenau, Glimmer- und Garbenschiefer des Selgegrundes, — und dann kommt es doch nicht allein auf den, etwa experimentell geführten Nachweis an, dass ein Schmelzfluss zu verschiedenartigen Mineralgemengen erstarren kann, sondern der Geolog wünscht insbesondere zu wissen, ob die gefundenen oder künstlich erhaltenen verschiedenartigen Mineralgemenge auch in der Natur in Eruptivgesteinen vorkommen. Die Verschiedenartigkeit der erhaltenen Mineralgemenge allein ist also nicht der Hauptpunkt des verlangten Beweises; die Frage ist vielmehr die, ob die gefundenen oder erhaltenen Mineralgemenge trotz übereinstimmender Substanz verschiedenartigen Eruptivgesteinen entsprechen. Die Zahl der als wesentliche Gesteinsgemengtheile auftretenden Mineralarten ist bekanntlich gegenüber derjenigen aller anerkannten Mineralspecies eine sehr beschränkte. Wenn nun durch

Digitized by Google

Schmelzung von einem bestimmten Gemenge weitverbreiteter Gesteinsconstituenten Producte erhalten werden, die als Hauptgemengtheile Spinelle und Granaten, also keine die Systematik der Eruptivgesteine bestimmenden wesentlichen Gesteinsgemengtheile enthalten, so ist das gewiss eine sehr interessante Thatsache, entscheidet aber in dieser Frage noch nicht in letzter Instanz.

Der Beweis für Roth's Behauptung kann also auch noch nicht für vollständig erbracht gelten, und wenn ich im Folgenden die Frage zu beantworten versuche, so darf ich wohl das Interesse zu fesseln hoffen, nicht nur wegen der darüber stattgehabten Controverse zweier so namhafter Forscher wie Roth und Rosenbusch, sondern ganz besonders wegen ihrer Wichtigkeit für die Gesteinskunde.

Sind von einem Gesteine die Gemengtheile genau nach ihrem stofflichen Bestande ermittelt, so vermag man bekanntlich aus der Bauschanalyse auch ihr Mengenverhältnis zu berechnen; hiermit erst ist in vollem Sinne der Mineralbestand des Gesteins bestimmt.

Der quantitativen Analyse der Gesteinsgemengtheile, auch wenn wir von ganz spärlich und vereinzelt auftretenden absehen, stellen sich aber häufig Hindernisse entgegen, die völlig zu überwinden selbst die neuzeitlichen Trennungsmethoden nicht in allen Fällen vermögen.

Andererseits ist uns aber jene Berechnung erleichtert worden durch die Erstarkung und Festigung der Tschermak'schen Feldspaththeorie, welche uns gerade für diese wichtigsten Gesteinsgemengtheile gestattet, aus den Mengen der Basen diejenigen der Feldspathsubstanzen zu berechnen. Dazu kommt, dass der stoffliche Bestand eines anderen weitverbreiteten Gesteinsconstituenten, des Quarzes, nicht zweifelhaft ist.

Deshalb ist es auch ohne Sonderanalysen der Gemengtheile möglich, die Mengenverhältnisse derselben aus der Bauschanalyse abzuleiten bei solchen Gesteinen, die ausser Feldspathen und etwa noch vorhandenem Quarze von farbigen Gemengtheilen nur so geringe Mengen enthalten, dass durch Einführung von chemischen Näherungswerthen für diese (an Stelle ihrer eigens bestimmten Zusammensetzung) keine erheblichen Irrthümer entstehen können.

Als farbige Gemengtheile erlaube ich mir hier gegenüber den Feldspathen und deren Vertretern (Leucit, Nephelin, Skapolith), so-

Digitized by Google

wie dem Quarze alle Glimmer, Hornblenden, Augite, Olivin, mitsammt Erzen, Spinellen, Titanaten u. a. m. zusammenzufassen, da die farblosen Glieder dieser Gruppen als primäre Gemengtheile von Eruptivgesteinen keine grosse oder massige Verbreitung zu besitzen scheinen.

Für alle Eruptivgesteine, die hauptsächlich nur aus Feldspathen oder aus Feldspathen und Quarz bestehen, gestattet also die Bauschanalyse den Mineralbestand sogar nach seinen Mengenverhältnissen [1]) zu berechnen. Diese Berechnung der Substanzmengen wird aber immer folgenden Bedingungen genügen müssen:

a) Die Summe aller drei errechneten Feldspathsubstanzen darf 100 Procent nicht übersteigen und muss bei quarzhaltigen Gesteinen in dessen Menge entsprechendem Masse darunter zurückbleiben;

b) auch die Summen der für die errechneten Feldspathsubstanzen nöthigen Antheile von Kieselsäure und Thonerde dürfen die von der Bauschanalyse angegebenen Mengen derselben nicht überschreiten; es soll im Gegentheil, abgesehen von dem für Quarz benöthigten Kieselsäuretheile bei quarzhaltigen Gesteinen, für die nach den Angaben der Bauschanalyse zu vermuthenden Magnesia- und Eisensilicate des Gesteins noch genug Kieselsäure und unter Umständen auch Thonerde verfügbar bleiben.

Diese Bedingungen erfüllen denn auch viele Gesteine mit Kali-Vormacht; dehnt man aber die Berechnung auf alle die in der Tafel (diese Mitth. XII, pag. 238 ff.) gegebenen Analysen und Analysenmittel, sowie auf die Mehrzahl derjenigen Analysen aus, die den in die Tabelle aufgenommenen Mittelzahlen zu Grunde gelegen haben, so finden wir Folgendes:

A. Bei einer Anzahl (gegen 40) von Gesteinsvorkommen übersteigt die Summe der aus den gegebenen Alkalien- und Kalkmengen errechneten Feldspathsubstanzen die Zahl 100. In fast allen diesen Gesteinen sind zu den sogenannten Feldspathvertretern gehörige Mineralien als Gemengtheile nachgewiesen und, wo dies noch nicht der Fall ist, liegt nicht allein die Möglichkeit, sondern sogar die Wahrscheinlichkeit vor, dass die Gesteine Substanz solcher Feld-

[1]) Dass in geologisch-petrographischer Beziehung die Frage nach der krystallographischen Ausbildung und Individualisirung der Feldspathsubstanzen innerhalb der Eruptivgesteine von verhältnissmässig viel untergeordneterer Bedeutung ist als die nach ihrem Mengenverhältnisse, habe ich zu beleuchten versucht in meinen „Eruptivgest. des Christiania-Silurb." 1886 (Göttingen, bei Peppmüller), pag. 44 ff.

Digitized by Google

spathvertreter enthalten, oder dass mindestens das zur Analyse verwandte Material mit solcher vermengt gewesen sei. Es sind dies nämlich:

Basalt der Rhön, von dem es bekannt ist, dass er einen reichlichen Antheil (bis zu 79 Procent) von in Salzsäure löslicher Substanz enthält, und

Augit-Trachyte vom Monte Ferru und St. Stefano; in ihnen hat zwar der Analytiker C. Dölter keine Feldspathvertreter und auch nur geringe Mengen amorpher Basis beobachtet, trotzdem ist es wohl möglich und wahrscheinlich, dass die zur Analyse verwandten Stücke solche Materialien enthalten haben, da in ähnlichen Trachyten (vom Ponza-Typus Rosenbusch's) nicht selten Nephelindrusen gefunden worden sind. Dieser Verdacht wird für den Monte-Ferru-Trachyt verstärkt durch seine örtliche Vergesellschaftung mit Phonolithen und Leucitgesteinen; bezüglich des Trachyts von St. Stefano aber ist auch zu beachten, dass von ihm nur diese vereinzelte Analyse vorliegt (hier sind diejenigen Gesteinsvorkommen nicht mitberücksichtigt, bei denen wohl vereinzelte Analysen, aber nicht die Analysenmittelzahlen 100 Procent überschreitende Feldspathsubstanzsummen ergeben).

So wird man zu der Annahme geführt, dass es das Kennzeichen eines Gehaltes an „Feldspathvertretern" ist, dass die Summe der auf Grund der Bauschanalyse errechneten Feldspathsubstanzen hundert übersteigt: dieses Merkmal ist jedoch nicht ganz allgemein giltig, indem etwa ein Dutzend solcher Gesteine, unter denen sich neben den Phonolithen der Rhön und von Fernando de Noronha allerdings auch wieder ein paar Gesteinsvorkommen finden, deren Zugehörigkeit in Frage gestellt werden könnte, wie der Trachyt von Bolsena und der „Petrisco" vom Monte Cimino, als Summe der Feldspathsubstanzmengen noch nicht 100 Procent aufweisen. Es liegt also, wenn man nach dem benutzten Materiale urtheilen darf, nur eine grosse Wahrscheinlichkeit vor (von etwa 3 : 1), dass bei Gesteinen, die Feldspathvertreter enthalten, die Summe der errechneten Feldspathsubstanzen 100 Procent überschreite.

Der Grund, warum dies bei der Minderzahl solcher Gesteine nicht der Fall ist, scheint kein einheitlicher zu sein; bei den einen wird es an einem quantitativen Zurücktreten der Feldspathe liegen, so z. B. bei den genannten Phonolithen, bei anderen dagegen an

Digitized by Google

einer reichlichen Beimengung von Magnesiasilicaten und Eisenverbindungen, letzteres unter anderen beim Melilithbasalt vom Hochbohl, den Nephelinbasalten von Klausen, Meiches und Ottendorf und der Leucitlava vom Monte Ferru, welche letztere 17·30 Procent Eisenoxyd und 6·66 Magnesia aufweist, während der vorerwähnte Trachyt ebendaher nur 5·12 Eisenoxyd und 1·22 Magnesia enthält.

B. Der oben unter *b* angeführten Bedingung genügen von den in der Tabelle zusammengestellten Analysen nur 82, also die entschiedene Minderheit (etwa ein Drittheil), während bei der Mehrzahl die für die errechneten Feldspathsubstanzmengen benöthigten Quoten von Thonerde oder von Kieselsäure oder von beiden die in der Bauschanalyse gegebenen übersteigen; in ihnen kann demnach nicht sämmtliches Calcium, Natrium und Kalium zu Feldspathsubstanz gebunden sein.

Nur sehr wenigen von diesen (etwa 170) Gesteinsvorkommen mangelt es allein an Kieselsäure zu ihrer Vollberechnung auf Feldspathsubstanz, während die Thonerdemenge dazu genügen würde: wo es an Kieselsäure fehlt, genügt fast stets auch die Thonerde nicht; bei sehr vielen oder, man darf sagen, den meisten Analysen dagegen reicht nur die Menge der Thonerde nicht, bei etwa 50 Gesteinen aber mangelt es ebensowohl an Kieselsäure wie an Thonerde.

Fassen wir zunächst die letzterwähnten Gesteinsvorkommen einschliesslich der wenigen, die nur der Kieselsäure ermangeln, näher in's Auge, also alle Gesteine, deren Magmen wir als mit Kieselsäure und Thonerde oder mindestens mit ersterer ungesättigte betrachten können, und die ich deshalb fernerhin kurzweg als ungesättigte Gesteine bezeichnen will, so finden wir, dass dieselben meist auch 100 Procent übersteigende Summen von errechneten Feldspathsubstanzen zeigen, und dass sie ihrem erwiesenen oder in einzelnen Fällen nach obiger Darlegung wahrscheinlichen Mineralbestande zufolge „Feldspathvertreter" oder wenigstens deren Substanz enthalten.

Auf Grund dieses statistischen Verfahrens gelangen wir also zu der Erkenntnis, dass alle diejenigen Gesteine, welche an Kieselsäure und meist zugleich auch an Thonerde ungesättigte Magmen aufweisen, des weiteren in der Mehrzahl eine 100 Procent übersteigende Summe der errechneten Feldspathsubstanzmengen ergeben, „Feldspathvertreter" oder deren Substanzen enthalten.

Digitized by Google

Wir dürfen also behaupten, dass wir aus der Bauschanalyse, mithin aus dem chemischen Bestande, bestimmen können, ob ein Gestein „Feldspathvertreter" enthalte oder nicht.

Dieses wichtige Ergebnis positiver Art ist umsomehr hervorzuheben, als im Folgenden meist nur negative Resultate zu verzeichnen sind.

Doch muss auch noch erwähnt werden, dass das erwähnte Gesetz anscheinend keine Allgemeingiltigkeit besitzt, dass nämlich Ausnahmefälle vorkommen, deren Natur jedoch sehr leicht zu erkennen ist.

Wir finden nämlich auch bei einzelnen Analysen gesättigter Gesteine, die sich durch Angabe hoher Glühverlustmengen, und meist auch von Kohlensäure, als an durch Verwitterung stark verändertem Materiale ausgeführt zu erkennen geben, dass die für die errechneten Feldspathsubstanzmengen nöthige Kieselsäure die gegebene Procentmenge derselben übersteigt. Dass die Summe der errechneten Feldspathsubstanz über 100 Procent betrage, habe ich in solchen Fällen nie gefunden. Offenbar ist die Abweichung von obiger Regel in allen diesen Fällen, die trotz der grossen Verbreitung verwitterter Gesteine verhältnissmässig selten sind, einer Entsättigung von Kieselsäure zuzuschreiben und können diese Gesteinspartien als entsättigte bezeichnet werden.

Die Sättigung mit Thonerde erscheint gegenüber derjenigen mit Kieselsäure von keiner so grossen diagnostischen Bedeutung. Wie schon gesagt, genügt sogar bei der Mehrzahl von Analysen die Menge der Thonerde allein, ohne Eisenoxyd, nicht zur Sättigung der Feldspathsubstanzen. Da sich nun die mit ihr genügend ausgestatteten Gesteine vorzugsweise in den Gruppen mit Kalivormacht finden, in deren Mineralgemengen Augite bekanntermassen selten sind, da ferner der Syntagmitantheil der Augite auf 1 Theil Kalk 0·78 Thonerde verbraucht (also doch noch um die Hälfte weniger als der Anorthit), der Aegirin aber 2·6 Theile $(Al, Fe)_2 O_3$, so lag der Gedanke nahe, dass alle Gesteine mit mangelnder Thonerde Augite oder Aegirin, beziehungsweise Arfvedsonit enthalten [1]), die

[1]) Da die Glimmer, die auf

1 Theil Kali	2·18 Theile	$Al_2 O_3$	. . im	Muscovit,
„ „ „	2·18 „	„	. . „	Meroxen,
„ „ „	1·09 „	„	. . „	Phlogopit,
„ „ „	4·19 „	$(Fe, Al)_2 O_3$	„	Lepidomelan

verbrauchen, wo der Orthoklas nur 1·09 Theile desselben nöthig hat, entweder als

Digitized by Google

mit genügender Thonerdemenge ausgestatteten Gesteine dagegen ganz frei von diesen Mineralien seien.

Eine Durchsicht der Analysentafel bestätigt diese Annahme aber durchaus nicht, denn wir finden einerseits unter den vielen Gesteinen, die der Thonerde mehr oder weniger ermangeln (bei gesättigten Magmen bis zu 14·37 Procent, bei ungesättigten bis zu 23·21 Procent) solche, die über jedem Verdachte eines erheblichen Augitgehaltes erhaben sind, wie z. B.

Örebrogranit,	dem 2·38	Procent	Thonerde	fehlen,
Porphyr von Höchstädt,	„ 3·36	„	„	„
„ aus Thüringen,	„ 2·03	„	„	„
„ von Balduinstein,	„ 4·34	„	„	„
Syenit von Plauen,	„ 1·69	„	„	„
„ „ Blansko,	„ 6·02	„	„	„
„ „ Heidelberg,	„ 7·24	„	„	„
Stockdiorit der Vogesen,	„ 5·36	„	„	„
Trachyt der Euganeen,	„ 4·17	„	„	„
Oligoklastrachyt der Euganeen,	„ 4·52	„	„	„

andererseits unter den mit Thonerde genügend ausgestatteten die augithaltigen, zum Theil sogar augitreichen Gesteine:

Granitporphyr von Beucha,
Gabbro von Jvrea,
Augitporphyr von Toroczko,
Trachyt von Ponza.

Auch die in dieser Rücksicht vorgenommene Musterung der Analysenkreise einzelner Gesteinsvorkommen verhilft dem Urtheile zu keinem Anhalte und bietet der Diagnostik keine Richtpunkte. Von den Analysen des Amiatagesteins z. B. zeigen alle 3 von der Gesteinshauptmasse, sowie die von der hellen Randfacies von Vivo ausgeführten einen geringen Mangel an Thonerde, während diejenigen von den dunklen Randpartien bis zu 1·48 Procent Ueberschuss daran aufweisen, und doch berichtet der Forscher, dem wir diese Bestimmungen verdanken, nichts von einer erkennbaren, verhältnismässigen Armuth der dunklen Gesteinstheile an Augit (Hypersthen).

primäre Gemengtheile von Eruptivgesteinen sehr selten sind (Muscovit), oder aber an sich nur unbedeutende Mengen von Kali besitzen, so können sie ausser Betracht bleiben.

Digitized by Google

Unter den Analysen von Harzgraniten aber, die sonst alle Ueberschuss an Thonerde aufweisen, zeigen die beiden dem Rammbergmassive entsprechenden darin einen eigenthümlichen Antagonismus: diejenige von Friedrichsbrunn weist 4·58 Procent Ueberschuss, die vom Hexentanzplatz aber 1·42 Procent Mangel an Thonerde auf!

Ohne auf näheren Nachweis einzugehen, will ich ferner nur noch erwähnen, dass ich auf statistischem Wege unter gleichzeitiger Berücksichtigung der gegebenen Mengen von Thonerde, Magnesia und Eisenoxyden auch zu einer Muthmassung über die Natur der in den Gesteinen enthaltenen Magnesiasilicate, ob Glimmer, Hornblende, Augit oder Olivin zu gelangen versucht habe, aber ebenfalls ohne bestimmten Erfolg.

Man wird demnach einräumen müssen, dass wir zur Zeit nicht im Stande sind, aus der Bauschanalyse die Natur der in einem Eruptivgestein herrschenden, geschweige denn der darin überhaupt vorhandenen farbigen Gemengtheile (Glimmer, Hornblenden, Augite, Olivine) zu bestimmen.[1])

Und unser Unvermögen geht noch weiter.

Dass ein Eruptivgestein „Feldspathvertreter" enthalte, sind wir nach obiger Darlegung im Stande, aus seinem ungesättigten Magma zu erkennen, aber welcher Art der oder die Feldspathvertreter seien und ob sie die Feldspathe völlig verdrängen oder nicht, das können wir aus der Bauschanalyse (noch) nicht bestimmen.

Es gibt ja allerdings da einen Erfahrungssatz, der uns darüber Auskunft zu geben verspricht, nämlich der, dass bei kalireicheren Magmen als Feldspathvertreter Leucit auftrete, bei kalkreichen und kaliarmen dagegen Leucit fehle. Dieser Satz erscheint dabei nicht nur zugleich als Analogieschluss begründet, sondern auch nothwendig aus der Thatsache ableitbar, dass Leucit zu seiner Bildung des Kalis bedarf und deshalb kaliarme Gesteine schwerlich Leucit enthalten können. Da fehlt aber der Nachweis, dass Kali in ungesättigten Magmen nothwendig zur Leucitbildung verwandt werden müsse und

[1]) Natürlicher Weise sind solche in geringen Mengen als Gesteinsconstituenten auftretende Mineralien hier ganz ausser Betracht gelassen, deren Gegenwart durch besondere, nicht in jeder enthaltene und den älteren unter ihnen fast immer fehlende Angaben der Bauschanalysen kenntlich wird, wie die Kiese, Titanate, Zirkon und von nichtfarbigen Mineralien der Apatit.

Digitized by Google

liegen die das Gegentheil offenbarenden Thatsachen zu nahe. Was aber die Bedeutung dieses Satzes als Analogieschluss betrifft, so ist dies ein Punkt, auf den ich weiter unten zurückkommen werde.

Um aber obige Behauptung zu begründen, brauche ich mich meines Erachtens nur auf die Darlegung der Verhältnisse des Phonolithes zu beschränken; das wird, meine ich, genügen.

Als ich in der vorjährigen Abhandlung die Phonolithgruppe aufstellte, wagte ich nicht, in dieselbe die niederrheinischen (melanitfreien) Leucitphonolithe mit einzuschliessen; ich hoffte noch ein Kennzeichen zu ermitteln, wodurch man Leucit- von Nephelinphonolithen trennen könnte. Inzwischen habe ich diese Nachforschung auch auf den Leucitphonolith vom Mte. Cimino und den Sodalith führenden Skapolith- (speciell Marialith-) Phonolith von Cuma bei Neapel, beide nach vom Rath's Analysen, ausgedehnt. Ich stelle diese Analysen hier (pag. 127) zusammen mit den Nephelinphonolith-Analysen und füge bei allen nicht allein das Alkalienverhältnis, sondern auch das der Feldspathsubstanzen hinzu, nebst den aus letzteren erhaltenen Quotienten III und II, deren Bedeutung in der Einleitung erklärt ist.

Aus dieser Zusammenstellung kann ich kein einziges sicheres Kennzeichen ermitteln, das den Gehalt an Leucit oder einem anderen „Feldspathvertreter" bestimmte; sollte aber meiner Achtsamkeit ein solches entgangen sein, so biete ich hierdurch die Gelegenheit, dasselbe nachzuweisen.

Erwähnen will ich aber auch, dass ich die Diagnose noch auf einem anderen Wege versuchte. Da nämlich die ungesättigten Magmen nicht nur alle der zur völligen Feldspathentwicklung nöthigen Kieselsäuremengen ermangeln, sondern meist auch der hinreichenden Thonerde, habe ich diesen Umstand benutzt, um diese Gesteinsvorkommen darnach zu ordnen, ob das mangelnde Kieselsäurequantum grösser ist als die fehlende Thonerdemenge oder umgekehrt. Nephelin verlangt ja etwas mehr Thonerde und weniger Kieselsäure [1]) als Leucit. Aber auch dieser Weg hat nicht zum erstrebten Ziele geführt. Der Mehrzahl

[1]) Es verlangt in Gewichtstheilen:

1 K_2O	für	Orthoklas	3·83 SiO_2	und	1·09 Al_2O_3
1 „	„	Leucit	2·55 „	„	1·09 „
1 $(Na, K)_2O$	„	Nephelin (5 Na : 1 K)	2·04 „	„	1·51 „
1 „ „	„	„ (6 Na : 1 K)	2·06 „	„	1·53 „
1 Na_2O	„	Albit	5·80 „	„	1·65 „

Digitized by Google

	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	Alkalienverhältnis	Verhältnis der Feldspathsubstanzen	Quot. III	Quot. II
Laacher See, Leucitphonolith	53·78	20·25	—	4·36	0·53	1·68	10·46	4·59	1 : 6·22 : 2·73	1 : 10·60 : 3·25	2·50	0·30
Mte. Cimino „	60·18	18·70	—	3·44	0·32	2·80	9·67	4·18	1 : 3·45 : 1·49	1 : 5·87 : 1·77	2·11	0·30
Cuma, Marialithphonolith	61·23	18·42	—	4·55	0·34	1·81	10·82	2·62	1 : 5·98 : 1·45	1 : 10·17 : 1·72	3·73	0·17
Nephelinphonolithe:												
Wolfrock	56·43	22·25	2·66	0·97	Spur.	1·41	11·12	2·77	1 : 7·88 : 1·97	1 : 13·17 : 2·30	3·99	0·17
Hohentwiel	55·11	20·77	2·26	1·81	0·97	2·11	10·21	3·51	1 : 4·84 : 1·66	1 : 8·23 : 1·98	2·76	0·24
Mte. Miaune	58·51	19·66	3·43	—	0·31	1·53	10·04	4·71	1 : 6·56 : 3·08	1 : 11·16 : 3·66	2·39	0·33
Tripolis	53·65	22·15	4·17	0·50	0·47	1·80	9·62	4·86	1 : 5·34 : 2·70	1 : 9·09 : 3·22	2 16	0·35
Mt. Ferru	53·95	23·82	2·68	—	0·55	0·99	10·03	5·79	1 : 10·13 : 5·85	1 : 17·24 : 6·96	2·16	0·41
Böhmen und Sachsen	58·21	20·76	3·86	—	0·28	1·24	8·80	5·37	1 : 7·10 : 4·33	1 : 12·07 : 5·15	1·96	0·43
Rhön	61·27	19·23	4·55	—	0·20	1·01	7·25	4·61	1 : 7·17 : 4·56	1 : 12·22 : 5·44	1·90	0·44
Cap Verden	54·94	22·90	3·82	0·94	0·43	1·47	9·10	5·99	1 : 6·19 : 4·07	1 : 10·53 : 4·85	1·80	0·46
Fern. de Noronha	59·46	23·00	3·52	—	0·50	1·00	7·13	4·90	1 : 7·13 : 4·90	1 : 12·14 : 5·83	1·77	0·48
Roche Sanadoire	59·84	18·80	2·80	0·20	0·23	1·57	7·65	5·52	1 : 4·87 : 3·52	1 : 8·29 : 4·18	1·60	0·50

Digitized by Google

der Gesteinsvorkommen fehlt mehr Kieselsäure als Thonerde, z. B. allen Phonolithen, gegen 15 Gesteinen dagegen mehr Thonerde; in beiden Reihen aber finden sich gleichmässig sowohl Leucit- wie Nephelingesteine.

Einer weiteren Beweisführung für meine obige Behauptung glaube ich, wie schon erklärt, entrathen zu dürfen.

Nun besitzen aber diese negativen Ergebnisse unserer Untersuchung noch durchaus nicht den Wert von positiven Beweismitteln; dass jedoch an Stelle unseres derzeitigen Unvermögens, nach der Bauschanalyse zu bestimmen, ob ein Phonolith Leucit oder Nephelin enthalte, oder ob ein kalkreiches, gesättigtes Gestein Augit führe oder nicht, in der Zukunft ein entsprechendes Vermögen treten werde, erscheint mir allerdings fraglich. Aber bewiesen ist doch wohl, dass Roth zu seiner Behauptung berechtigt war, und dass wir zur Zeit den Mineralbestand eines Gesteines nicht nach jeder Beziehung und in allen Fällen mit Sicherheit aus der Bauschanalyse bestimmen können.

Den Grund unseres Unvermögens aber kann man in verschiedenen Verhältnissen suchen. Es ist ja erstens möglich, dass gewisse paragenetische Momente, die in den Bauschanalysen gar nicht oder wenigstens nicht zum deutlichen Ausdrucke gelangen, darüber bestimmen, ob z. B. Leucit oder Nephelin entstehe. Wer die geringe Menge von Kohle in's Auge fasst, die das Eisen zu Stahl macht, wird die Möglichkeit nicht leugnen können, dass auch innerhalb der magmatischen Silicatflüsse eigenartige Beimengungen (agents minéralisateurs) von kaum wägbarer Masse die Mineralbildung bestimmen. Es würde demnach der Fehler nur an der Unzulänglichkeit der Angaben liegen, die uns die Bauschanalysen bieten, und der Mineralbestand mit Recht nur als eine Function des chemischen anzuerkennen sein.

Gegenüber dieser Annahme nur substanzieller Beeinflussung ist aber mindestens ebenso berechtigt diejenige dynamischer Einwirkungen der Eruptionsumstände, wie wechselnden Druckes, verschiedenartiger Vertheilung und Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Abkühlung.

Eine Entscheidung dieser Frage wird also nur von eingehender Untersuchung derjenigen Gesteinsvorkommen zu erwarten sein, welche die Gemengtheile beider Art, um deren Bildung es sich handelt, also z. B. Leucit und Nephelin, in ungleichmässiger Vertheilung einschliessen, und lassen meines Erachtens die von Sauer an dem Wiesenthaler

Digitized by Google

Eruptivstock ausgeführten Untersuchungen wohl eher eine dynamische als eine stoffliche Beeinflussung in der Leucitbildung vermuthen.

Diejenigen Forscher, welche meinen, aus der Bauschanalyse eines Gesteines seinen Mineralbestand bestimmen zu können, haben wahrscheinlich den selbst beweislos wohl unanfechtbaren und allgemein anerkannten Satz: Die Bauschanalysen gleicher Mineralgemenge müssen nothwendig einander gleichen, ungerechtfertigter Weise umgekehrt. Da nun der mineralogischen Gesteinssystematik die Fähigkeit und die Aufgabe zuerkannt wurde, zu bestimmen, welche Gesteine einander gleich seien und zusammengehören, so musste die Beachtung der thatsächlichen Verhältnisse die Ansprüche an die bei den Bauschanalysen zu erwartenden Gleichheitsgrenzen oder Schwankungsamplituden sehr vermindern. Nach mineralogischer Untersuchung als gleichartig befundene Gesteine ergaben ja nicht selten von einander sehr abweichende Analysenwerte und hätte folgerichtig die Berücksichtigung dieser Thatsachen sogar zu der Behauptung führen müssen, dass im Mineralbestande übereinstimmende Gesteine sehr verschiedene Zusammensetzung haben könnten. Es sind das bekanntlich Ausflüsse der Hauptschwäche der mineralogischen Gesteinssystematik, die darin besteht, dass sie zwar möglichst scharf die Art der Gesteinsbestandtheile, aber zu wenig deren Mengenverhältnisse berücksichtigt.

Wollte man nun aber mit der Anerkennung der Roth'schen Behauptung der Bauschanalyse jede Wichtigkeit für die Erkennung und Bestimmung des Mineralbestandes absprechen, so würde das heissen, das Kind mit dem Bade ausschütten.

Schon der oben angeführte Satz, dass gleiche Mineralgemenge nothwendig auch in ihrem chemischen Bestande übereinstimmen müssen, lässt die diagnostische Wichtigkeit der Bauschanalyse vermuthen, und ein sehr beweiskräftiger Beleg dafür ist die oben nachgewiesene Eigenthümlichkeit der „ungesättigten" Gesteine.

Denn wenn wir auch einräumen, dass ein gleiches Stoffgemenge verschiedenartige Mineralgemenge ergeben kann, so ist damit noch keine unbeschränkte Variabilität der Mineralausbildung behauptet oder zugestanden. Im Gegentheil sprechen alle Thatsachen nur für eine sehr beschränkte Zahl möglicher Verschiedenheiten, man darf sogar vermuthen, dass es sich in den meisten und wichtigsten Fällen nur um ein „Entweder — Oder" handelt.

Digitized by Google

Eine solche Beschränkung unserer Erkenntnisfähigkeit dürfen wir aber wohl getrost mit in den Kauf nehmen, wo uns im übrigen so wertvolle Aufschlüsse geboten werden.

Ich wage also trotz obiger Anerkennung von Roth's Berechtigung zu seiner Erklärung die Behauptung aufzustellen, dass wir aus der Uebereinstimmung der Bauschanalysen in ihren wichtigsten Angaben den wesentlichen Mineralbestand der Eruptivgesteine bis auf einen bekannten Grössenfehler (Variabilitätsmoment) zu bestimmen vermögen, oder in anderer Form: Eruptivgesteine, deren Bauschanalysen sich in bestimmten Verhältnissen ähnlich sind, also einem gemeinsamen Typus sich fügen, stimmen auch im Mineralbestande bis auf gewisse, nicht auf diesem Wege zu ermittelnde Eigenthümlichkeiten überein.

Bei aus den Bauschanalysen abgeleiteten Folgerungen bezüglich des wesentlichen Mineralbestandes wird es allerdings immer darauf ankommen, einmal, welche Angaben und Verhältnisse derselben man als wichtigste, weniger wichtige oder ganz nebensächliche anerkennt und dann, welche Gesteinsgemengtheile und ob man besondere Ausbildungsverhältnisse (Individualisirung, Krystallformen) derselben als wesentliche, untergeordnete oder zufällige gelten lässt.

Meine eigenen Ansichten darüber hier wiederzugeben, würde eine unnöthige Wiederholung sein; wen die Ergebnisse meiner Methode befriedigen, wird auch die Richtigkeit der Ausgangspunkte und Wege anerkennen müssen.

Die Bestimmung des Mineralbestandes erfolgt mithin auf dem allerdings nicht einwandfreien Beweiswege des Analogieschlusses. Die Ausstellungen, die an ihm zu machen sind, betreffen aber in diesem Falle wohl nur das ihm zu bietende Material: es fehlt leider noch zu sehr an zuverlässigen Analysen. Erst wenn deren Anzahl in die Tausende geht und dabei das analysirte Material nicht nur mineralogisch, sondern auch in allen geologischen Beziehungen genau bestimmt ist, wird man das auf diese Weise begründete System sicher ausbauen können. Zur Zeit findet sich nur für gewisse, von den Analytikern bevorzugte Typenkreise hinreichender Stoff zu bestimmten Schlussfolgerungen und ist man genöthigt, die an ihnen gewonnenen Ergebnisse durch fernere Analogieschlüsse auf weniger begünstigte Gesteinsgruppen auszudehnen. Aber dieser Materialmangel

Digitized by Google

mindert sich hoffentlich mit jedem Tage, zumal wenn erst das Interesse an seiner Beseitigung in weitere Kreise getragen ist.

Die Mängel des vorhandenen Materials haben mich ja auch nicht abgehalten von dem Versuche, schon jetzt (a. a. O.) nach aus den Angaben der Bauschanalysen entnommenen Verhältnissen Typen für Gesteinsgruppen aufzustellen, deren Glieder untereinander keine grösseren Verschiedenheiten zeigen sollen, als man sie bei den einzelnen Partien eines Gesteinsindividuums zu finden erwarten darf. Mängel an diesem ersten Versuche aufzudecken fällt, wie meistens bei ersten Versuchen, natürlich nicht schwer, denn ich durfte, sollte das Skelet des Gruppensystems nicht gar zu lückenhaft und dürftig sein und ganz ohne Füllung bleiben, nicht sehr wählerisch im Materiale sein. Auch hielt ich es für geboten, allen denjenigen, insbesondere deutschen Gesteinsvorkommen, welche besonders interessant erscheinen und deren Namen in der Fachliteratur oft genannt werden, so auch allen Eruptivgesteinen des Harzes, einen Platz in dem Systeme anzuweisen, mochten die von ihnen vorliegenden Analysen auch noch so verdächtiger Natur sein.

Eine Revision des ersten Versuches wird diese Mängel verbessern durch Ausscheidung sämmtlicher verwitterten Materials verdächtiger Analysen und durch eine schärfere Kritik derjenigen Analysenkreise von Gesteinsvorkommen, in welche „anormale Gesteinsgemenge", also facielle Abarten mit eingeschlossen sind: einen vollständigen Ausschluss der letzteren halte ich allerdings nicht für geboten und zweckmässig, da ja die Abweichungen solcher Faciesgebilde vom normalen Typus sich bei der Summirung oft compensiren und es nicht selten sogar zweifelhaft ist bei in ihrem Bestande örtlich sehr wechselnden Gesteinen, welche Partien das Prädicat „normal" verdienen.

Für solche Revision von Grund aus halte ich jedoch die Zeit noch nicht gekommen, und werde ich bei der im folgenden Abschnitte gebotenen Gelegenheit nur einzelne Gruppen einer erneuten Kritik unterwerfen.

Wer aber diese Gruppenbildung gerecht beurtheilen will, der muss sich frei machen von den Vorurtheilen der mineralogischen wie der histologischen Systematik. Die von ersterer auf vielbemängeltem Wege aufgestellten Gesteinsarten darf man da nicht wiederzufinden erwarten, also die Scheidung von Typen nach der Natur ihrer farbigen Gemeng-

Digitized by Google

theile, insbesondere nach Gehalt an Glimmer, Hornblende oder Augit. Letztere haben ihre Ueberschätzung ja nur durch die mechanische Ausbildung der mineralogischen Gesteinssystematik erlangt, denn dass ein Eruptivgestein ganz anderer Natur sein soll, je nachdem Augit oder Hornblende unter seinen farbigen Gemengtheilen vorherrscht, dafür fehlt (seit den Zeiten der Pyroxentheorie) der geologische Beweis. Die dafür allenfalls vorzubringenden Wahrscheinlichkeitsmomente gehören, wie auch alle histologischen Verhältnisse, in dasjenige Gebiet, das wesentlich nur von den Umständen bei der Erstarrung und Verfestigung der Magmen bedingt und beherrscht wird. Ich will zwar nicht jeden Einfluss des materiellen Bestandes auf die Gesteinsstructur leugnen, kann mir aber einen unmittelbaren nur als sehr gering und dabei auf vereinzelte Fälle beschränkt vorstellen, bedeutender erst als mittelbaren, durch die körnigen (isometrischen), blätterigen oder stengligen Individualisirungsformen der Bestandtheile gegeben. Nach allen diesen Eigenthümlichkeiten mag man Erstarrungsproducte wohl eintheilen können, meine Forderung an die Systematik geht aber dahin, dass man in erster Linie die von Haus („Herd") aus verschiedenen Eruptivmagmen entsprechenden Gesteine unterscheide und die aus ähnlichen Magmen hervorgegangenen zusammenstelle. Secundäre Beeinflussungen soll man dabei nicht berücksichtigen, secundär sind aber in gewissem Sinne auch die von den Umständen der Erstarrung bedingten materiellen und formellen Eigenthümlichkeiten.

II. Die Verwandtschaften der Gesteinstypen.

Von jeher ist das örtliche Schwanken des Gesteinsbestandes in materieller Beziehung (sowie auch in histologischer) als eine Aeusserung von Verwandtschaftsbeziehungen zwischen den „Felsarten" aufgefasst worden, man hat solche Wechsel als „Uebergänge" einer Gesteinsart in die andere bezeichnet, vorzugsweise jedoch nicht in dem Sinne, dass das eine Gestein sich in das andere umgewandelt habe, also eine zeitliche Verwandtschaftsfolge und eine Abstammung vorliege, sondern meist, und insbesondere bei den Eruptivgesteinen, betrifft die Verwandtschaftsfrage nur Cognatismus.

Trotz dieser Beschränkung muss der Geolog diesen Verwandtschaftsbeziehungen reges Interesse wahren, wenn er die Bildungs-

Digitized by Google

verhältnisse und -Bedingungen der geologischen Producte ermitteln will. Bei einer Neuordnung der Gesteine ist deshalb eine der nächstliegenden Fragen, wie sich da die Verwandtschaftsverhältnisse darstellen.

Nun wäre es ja ein Leichtes, theoretisch aus den Gruppenbegriffen und den Werten der Gruppentypen die Verwandtschaftsbeziehungen zu construiren. Sollen aber umgekehrt die letzteren beweisen, dass die neue Ordnung und Gruppirung der Gesteine naturgemäss sei, so ist es die Aufgabe, die thatsächlichen, die wirklich vorhandenen Verwandtschaftsbande der Gruppen zu ermitteln.

Wollte man sich jedoch bei solchem Nachweise nur auf die geologisch bestimmten Fälle beschränken, so würden die Ergebnisse sehr dürftig ausfallen, da sich bisher die Forschungen nach dieser Richtung meist begnügt haben, festzustellen, dass einer der Gesteinsgemengtheile allmählich an Menge oder Masse zunehme oder zurücktrete. Viel grösser ist die Anzahl solcher Verwandtschaftsbeziehungen, die uns z. Z. nur durch die Bauschanalysen von den verschiedenen Theilen der Gesteinsindividuen verrathen werden. Diese sind unser hauptsächliches Untersuchungsmaterial.

Da nun nach den vorausgeschickten Darlegungen die nach ihrem stofflichen Bestande unterschiedenen Gesteinstypen in erster Linie gekennzeichnet sind durch ihre Alkalienverhältnisse, so spricht sich eine (wirkliche) Verwandtschaftsbeziehung von einem zum anderen Typus dadurch aus, dass von den Bauschanalysen eines der zur ersteren Gesteinsgruppe gehörigen Gesteinsvorkommens eine oder die andere das Alkalienverhältnis des letzteren aufweist. Betrachten wir z. B. den sogenannten schwarzen Porphyr des Harzes; nach dem Mittel aus seinen einzelnen Bauschanalysen gehört er zum Melaphyrtypus; von seinen Analysen besitzt aber eine das Alkalienverhältnis des Diorit-Dolerits; demnach liegt hier eine thatsächliche Verwandtschaftsbeziehung vom Typus Melaphyr zum Typus Diorit-Dolerit vor.

Um jeder theoretischen Begründung auszuweichen, ist nun aber dem Alkalienverhältnisse nicht die alleinige Entscheidung über stoffliche Uebereinstimmung und systematische Zusammengehörigkeit der Gesteine eingeräumt worden, und so darf man bei Ermittlung der verwandtschaftlichen Bande auch die Mengenverhältnisse der Alkalimetalle, sowie der Feldspathsubstanzen berücksichtigen. Schliesst sich

Digitized by Google

also ein Gesteinsvorkommen auf Grund der Mittelzahlen seiner Analysen einer anderen nach den Alkalimetallverhältnissen gebildeten Gruppe an als die übrigen Mitglieder seiner Alkalienverhältnisgruppe, so weist dies auf eine Mittelstellung desselben zwischen den entsprechenden Alkalienverhältnisgruppen hin und ist als eine Verwandtschaftsbeziehung beider zu deuten. Als Beispiel führe ich an den Dacit aus Siebenbürgen, der nach seinem Alkalienverhältnisse mit dem Monzonite in eine Gruppe gehört, nach dem Alkalimetallverhältnisse aber mit Granit und Glimmerminette aus England, die in jener Reihe dem Typus Minette folgen. Darnach ist letzterer Typus mit dem Monzonit-Dacit-Typus verwandt. Wenn ferner aus der Betrachtung der Feldspathsubstanzmengen ersichtlich wird, dass Gesteinsvorkommen, die nach ihren Alkalienverhältnissen verschiedenen Gruppen angehören, in wichtigen Beziehungen übereinstimmen, z. B. darin, dass die Mengen von zwei verschiedenen Feldspathsubstanzen gleichgross sind, so sind die Gesteinsvorkommen sowohl als auch ihre Gruppentypen einander verwandt; so ist z. B. die Verwandtschaft mancher Gesteine vom Typus Lausitzer Granit und die des letzteren selber mit Ganggranit nachzuweisen.

Mittelbare und unmittelbare Verwandtschaftsbeziehungen.

Mögen wir uns auch noch so sehr bestreben, jede theoretische Construction zu vermeiden, so dürfen wir uns doch bei Erwägung weit ausgedehnter Verwandtschaftskreise nicht verbergen, dass wir ein deutlicheres Bild derselben gewinnen, wenn wir diese Beziehungen nicht alle als unmittelbare auffassen, sondern als zum Theil durch andere Gruppentypen vermittelte. Wir können sie uns auch gar nicht anders entstanden denken. Finden wir z. B. eine Verwandtschaftsbeziehung von Ganggranit zu Drachenfelstrachyt, also vom Typus $1\ CaO : 3\ Na_2O : 6\ K_2O$ zu $1\ CaO : 2\ Na_2O : 1{\cdot}5\ K_2O$, so können wir uns diesen „Uebergang" wohl durch ein Sinken der Kalimenge entstanden denken; dabei muss dieselbe aber zunächst aus der Vormachtstellung gewichen, also der Lausitzer Granit-Typus resultirt sein: darauf wird sie zur Grösse der Natronmenge (Christianit-Typus) und erst darnach unter dieselbe gefallen sein (Drachenfelstrachyt-Typus); Lausitzer Granit und Christianit sind also da Verwandtschaftsmittelglieder. In den meisten Fällen werden diese Mittelglieder auch selbst Beziehungen zu dem Ausgangstypus der Verwandtschaftsreihe zeigen,

Digitized by Google

d. h. es werden unter den z. B. durch die Alkalienverhältnisse verschiedener Analysen geoffenbarten derartigen Anknüpfungen sich nicht nur, um bei dem gewählten Beispiele zu bleiben, diejenigen zum Drachenfelstrachyt befinden, sondern auch solche zu den Mittelgliedern selbst, also zu Lausitzer Granit und Christianit, und diese gewöhnlich sogar in desto grösserer Anzahl, je weniger Mittelglieder es da bedarf. Fehlt aber einmal der Nachweis besonderer Verwandtschaftsbeziehung auf Grund des Alkalienverhältnisses einzelner Analysen zu einem oder mehreren von solchen Mittelgliedern, so ist es wohl gestattet, diesen Mangel als einen nur zufälligen hinzunehmen, bedingt durch die Armuth an Analysen, unter denen bei grösserer Menge wohl auch eine oder mehrere die Lücke der Mittelgliederreihe schliessen würde. Mit dieser Licenz ist aber nicht auch die Erlaubnis ertheilt, über die wirklich ermittelten Endglieder der Verwandtschaftsreihen hinaus verwandtschaftliche Beziehungen zu construiren und etwa sämmtliche Gesteinstypen als einander verwandt hinzustellen.

Es kommt aber auch vor, dass die Bestimmung der die Verwandtschaft vermittelnden Glieder unsicher wird. Betrachten wir als Beispiel folgenden, der Wirklichkeit entnommenen Fall. Der Gruppentypus Puys-Andesit streckt seine Verwandtschaftsarme gliedweis erkennbar einerseits zum Porphyrit-Andesit aus, andererseits zum Drachenfelstrachyt; nun finden sich aber auch Verwandtschaftsbeziehungen zu Minette; diese können nun vermittelt sein einerseits durch Porphyrit-Andesit und Monzonit-Dacit, andererseits aber durch einen bislang noch nicht festgestellten Gruppentypus mit dem Alkalienverhältnisse 1 : 1 : 1 (Gleichgewichtsmagma); welche Wahrscheinlichkeit in solchem Falle grösser ist, das ist möglichst aus den Variabilitätserscheinungen der anderen Analysen des betreffenden Gesteinsvorkommens zu bestimmen.

Die Ermittlung der Verwandtschaftsverhältnisse der Gruppentypen bringt es mit sich, letztere selbst erneuter Kritik zu unterziehen, denn manche eigenthümlichen Erscheinungen klären sich bei ihrer Anwendung am einfachsten auf. In Absicht einer späteren einschneidenden Revision des Typensystems habe ich aber nur die zunächst mir geboten oder erwünscht erschienenen Veränderungen eintreten lassen und halte mich also wesentlich an die in der vorjährigen Abhandlung gegebene Darstellung.

Digitized by Google

1. Gesteinsgruppen der Kalivormacht.

Die Kritik, die, wie gesagt, nothwendiger Weise bei Betrachtung der Gruppenverwandtschaften an den Gruppen selbst geübt werden muss, verlangt nun gleich bei Beginn der Untersuchung ihr Recht. Wir haben da die Gesteine der Kalivormacht in zwei Ordnungen getheilt, je nachdem Kalk oder Natron im Minimum vorhanden ist. Erstere Ordnung ist die an Gesteinen reichere, welche wiederum zu mehreren Gruppen geschart sind, von deren Grenzen nie zu verhüllen versucht wurde, dass sie künstliche, nach Gutdünken gewählte sind. Thun dieselben aber nun auch den natürlichen Verhältnissen keinen Zwang an? Vorangestellt in der Ordnung sind die kalireicheren Gesteine der Gruppen „Cornwallgranit“ und „Heidelberger Porphyr“, denen die kaliärmeren „Ganggranit“ und „Granit-Rhyolith“ folgen. Diese Gegenüberstellung erscheint nach Ueberblick aller Verhältnisse auch jetzt noch gerechtfertigt und ihre Aufrechthaltung geboten; gewichtige Gründe dafür wird man bei Besprechung letztgenannter Typen kennen lernen. Dagegen ist die Berechtigung der Unterscheidung zwischen erstgenannten Gruppen fraglich. Ihre Kennzeichen sind nämlich die, dass beim Cornwallgranit die Menge des Natron eben so gross oder grösser als die doppelte des Kalkes ist, beim Heidelberger Porphyr aber nicht. Dieses Verhältnis wiederholt sich nun allerdings auch bei den Alkalimetallmengen und findet bei den Feldspathsubstanzen entsprechenden Ausdruck (Quot. VI grösser oder kleiner als 0·30). Auch die aus den Alkalienverhältnissen einzelner Analysen bestimmten Verwandtschaftsbeziehungen scheinen dafür zu sprechen, indem wir beim Heidelberger Porphyr nur solche zum Ganggranit und Hessengranit beobachten, beim Cornwallgranit dagegen des weiteren zu Granit-Rhyolith, Pantellerit und Heidelberger Porphyr. Dies lässt sich aber ungezwungen auch daraus erklären, dass von letztgenanntem Typus nur 9 Analysen der Betrachtung unterlagen, von Cornwallgranit aber 24, somit bei letzterem die Möglichkeit, Abweichungen vom Gruppentypus zu finden, eine grössere war. — Die Betrachtung der Feldspathsubstanzverhältnisse lehrt dagegen, dass die Gesteine beider Gruppen, abgesehen vom erwähnten Quotienten VI, soviel Gemeinsames besitzen und sich so ungezwungen an einander reihen lassen, dass eine gegenseitige Abgrenzung unnatürlich erscheint. Ich kann daher nicht umhin, den Typus Heidelberger Porphyr einzuziehen und die Gesteine beider

Digitized by Google

Gruppen in eine einzige zusammenzustellen, welche die Bezeichnung Cornwallgranit behalten mag. So kommen denn die Granite und Elvans aus Cornwall wieder zusammen, ebenso die Porphyre der Heidelberger Gegend.

Cornwallgranit. Wie schon erwähnt, weisen die Akalienverhältnisse der einzelnen Analysen auf Verwandtschaftsbeziehungen hin: zu Hessengranit durch Sinken der Natronmenge (so auch bei einer Analyse von Thüringer Porphyr, enthalten im Jahrb. d. geol. Landesanst., 1883, 213, deren Einbeziehung in den Typus a. a. O. zu erwähnen versäumt worden ist), einmal auch zu Pantellerit durch übermächtiges Anwachsen derselben, zu Ganggranit und Granitrhyolith durch Sinken der Kalimenge.

Ganggranit. Nach den Alkalienverhältnissen einzelner Analysen, unter denen besonders die vom Granophyr der Vogesen und die aus dem sächsischen Granulitgebiete grosse Verschiedenheiten zeigen, liegen Verwandtschaftsbeziehungen vor zu Cornwallgranit, Granitrhyolith, Lausitzer Granit, Amiatit und Christianit.

Die Betrachtung der für die Gesteinsvorkommen berechneten Feldspathsubstanzen lehrt nun, dass die Mehrzahl der in diese Gruppe nur nach ihrem Quotienten von Natron durch Kalk eingestellten Gesteine noch in einer anderen, wohl als noch wesentlicher zu schätzenden Beziehung übereinstimmen; bei ihnen sind die Mengen von Natron- und Kalifeldspathsubstanz einander (angenähert) gleich, d. h. der Quotient (II) aus letzterer durch erstere bleibt innerhalb der Grenzen 0·90—1·10; der wirklichen Gleichheit entspricht ein Mengenverhältnis von $Na_2O : K_2O = 0·7 : 1 = 1 : 1·43$. Die Gesteinsvorkommen, die dieser Aufforderung genügen und so gewissermassen eine die Selbständigkeit des Typus gegenüber seinen Nachbarn begründete Kerngruppe bilden, sind: der Granophyr der Vogesen (zu dem der Granit des Kirneckthales nach seiner unmassgeblichen vereinzelten Analyse wohl hinzuzurechnen ist, da diese mit mancher Granophyranalyse, z. B. Roth **79**, 73 oder Specialkarte III, 251 nahe übereinstimmt), der Granit vom Ameisenbühl in Baden, derjenige des sächsischen Granulitgebietes, die Porphyre aus Böhmen und aus Westtirol und der Albanygranit; unfügsam zeigen sich also nur der böhmische Granit, der Porphyr von Lugano und der Granitporphyr des Albanygranites. Diese Gesteine zeigen sich dem Granitrhyolith verwandt, jedoch in verschiedener Weise und verschiedenem

Digitized by Google

Grade; während der böhmische Granit und in geringerem Masse der Porphyr von Lugano mit ihm in der Höhe des Quotienten III übereinstimmen, thun dies der Albanygranitporphyr und der Porphyr von Lugano (hauptsächlich) bezüglich des Quotienten I, und zwar mit der Kerngruppe des Granitrhyolithes; sie sind also als die nächsten Verwandten desselben zu schätzen. An Stelle dieser Wegstrebenden nähern sich aber dem Ganggranittypus eine grössere Zahl von Gesteinsvorkommen in den Feldspathsubstanzverhältnissen an. Als Nächstverwandter und, wenn man die Differenz im Kieselsäuregehalte missachtet, sogar als zum Typus gehörig, ist zu nennen der Orthophyr von Predazzo; dazu kommen von der Lausitzer Granitgruppe und demnach nur im Alkalienverhältnisse geschieden, der Granitporphyr aus Schlesien, der Leinstergranit, der Harzkersantit und der rothe Gneiss Schwedens. Entfernter verwandt, nämlich nur noch in dem für den Ganggranit typischen Werte des Quotienten II, aber in keinen anderen übereinstimmend, zeigen sich der Granit und Granitporphyr der Vogesen, der Granit von Baden, der Porphyrit des Harzes, der Granit aus England, der Syenit von Monzoni, Dacit von Washoe und „grauer", sowie „älterer" Gneiss Schwedens; es offenbaren sich also Verwandtschaftsbeziehungen über den Granitrhyolith hieraus zu Amiatit, Minette und Monzonitdacit.

Granitrhyolith. Die erhebliche Anzahl (66) von Bauschanalysen bringt es mit sich, dass wir aus deren Alkalienverhältnissen viele Verwandtschaftsbeziehungen nachweisen können, nämlich zum Hessengranit, Cornwallgranit und Ganggranit, Amiatit, Lausitzergranit und Christianit. Auffällig sind drei auf diese Weise sich darstellende Beziehungen: Der Rhyolith von Hollohaza nämlich zeigt bei 71·21 SiO_2 nach Dölter Anknüpfung an Dioritdolerit; da diese Analyse aber 3·10 Procent Glühverlust angibt, so ist, ganz abgesehen davon, dass die Dölter'schen Rhyolithanalysen, wie schon früher betont, von allen anderen abweichen und dadurch Misstrauen erwecken, wohl nur auf secundäre Veränderung und nicht auf primäre Magmenverwandtschaft zu schliessen. Von den Analysen des Ostbayerischen Gebirgsgranites weist ferner eine (von Hohenstein mit 58 Procent Kieselsäure) das Alkalienverhältnis des Puyandesits auf; da eine andere desselben Gesteins dasjenige des Christianit wiedergibt, könnte man diese Verwandtschaft als eine sehr weitläufige, durch Lausitzergranit und Christianit vermittelte auffassen;

Digitized by Google

es ist jedoch auch gestattet, dieselbe so entstanden zu denken, dass durch Anwachsen der Kalkmenge das Verhältnis 2 : 2 : 4, hieraus aber 2 : 2 : 3, beziehungsweise 1 : 1 : 1·5 entstehe, aus diesem das Gleichgewichtsverhältnis 1 : 1 : 1 und endlich das des Puysandesits 2 : 2 : 1; für diese Deutung spricht nämlich das weitere Vorkommen eines der Gleichgewichtsmischung, für welche allerdings ebensowenig wie für das Verhältnis 1 : 1 : 1·5 bis jetzt Gruppentypen aufgestellt sind, nahekommenden Alkalienverhältnis 1·17 : 1·02 : 1 beim Harzgranit des Ilsethals; auch der Harzgranit des Holzemmethales fügt sich mit 1 : 1 : 2·6 in diese Reihe.

In diese Gruppe stelle ich von bisher unberücksichtigten Gesteinen den Arsotrachyt von Ischia (auf Grund der Analysen in Roth **61**, 8; **73**, 11—15[1]), die im Mittel ergeben: 60·48 Kieselsäure; Alkalienverhältnis 1 : 1·92 : 3·55); derselbe zeigt in seinen Analysen Anknüpfungspunkte an den Ferrutrachyt.

Bezüglich der Feldspathsubstanzmengen ist diese Gruppe dadurch gekennzeichnet, dass die Summe der Kalk- und Natronfeldspathsubstanzen nahezu (Differenzen bis zu 20 Procent) ebenso gross ist als die Menge der Kalifeldspathsubstanz, ohne dass jedoch die Bedingungen des für den Ganggranit angegebenen Verhältnisses erfüllt werden (die Ganggranite genügen meist auch den hier angeführten Anforderungen, bilden aber eine noch enger geschlossene Gruppe).

Es betragen nämlich die Quotienten

	I	II	III
beim grauen Porphyr des Harzes .	1·20	1·49	0·57
„ Porphyr aus Höchstädt . . .	1·14	1·45	0·58
„ Erzgebirgsgranit aus Böhmen .	1·12	1·38	0·62
„ Granit des Harzes	1·10	1·52	0·53
„ Granitporphyr aus Thüringen .	1·10	1·52	0·52
„ bunten Gneiss Ostbayerns . .	1·04	1·49	0·52
„ Ostbayerischen Gebirgsgranit .	1·02	1·34	0·60
„ Arsotrachyt	1·02	1·33	0·61
„ Liparit von Ponza	1·02	1·29	0·64
„ rothen Gneiss Sachsens . . .	0·98	1·27	0·63
„ Rhyolith Ungarns	0·86	1·15	0·61
„ Granit des Riesengebirges . .	0·83	1·11	0·69

[1]) Die Abkürzungen dieser Citate sind in der vorjährigen Abhandlung erklärt in Anmerkung zu pag. 218.

Digitized by Google

In dieser Reihe fehlt also nur noch der Stockholmgranit, von dem allerdings nicht eine einzige Analyse diesen Bedingungen genügt und der sich dadurch als ein ganz lockeres Gruppenanhängsel erweist. Dafür aber würden in die Reihe noch eingefügt werden können von den bei voriger Gruppe schon als Mittelglieder zu dieser angeführten Gesteinsvorkommen

der Porphyr von Lugano mit Quotient I 1·20, II 1·33, III 0·69
und Granitporphyr von
Albany . . . . . „ „ „ 1·14, „ 1·24, „ 0·75

während der dort noch mitgenannte böhmische Granit ungemein nahe Verwandtschaftsbeziehungen zum Stockholmgranit aufweist.

	Feldspathsubstanz-verhältnis	I	II	III
Böhmischer Granit .	1 : 4·60 : 7·72	1·38	1·68	0·53
Stockholmgranit . .	1 : 3·48 : 6·04	1·35	1·73	0·49

Des weiteren kann man, zumal wenn man die Rücksicht auf hohen Kieselsäuregehalt bei Seite setzt, jener Reihe noch anfügen:

	SiO_2	I	II	III
Granitporphyr von Altenberg	67·10	0·96	1·54	0·46
Syenit von Plauen	59·92	0·95	1·89	0·35
Amiatagestein	64·97	0·86	1·48	0·45
Trachyt von Pouza	56·09	0·84	1·34	0·51

Natürlich bezieht sich das über die Mengenverhältnisse der Feldspathsubstanzen Gesagte auf die in der Analysentabelle angeführten Mittelwerte für die Gesteinsvorkommen; bei den einzelnen Analysen findet man grössere Schwankungen und genügen selbst von dem verhältnismässig so ungemein gleichartigen Amiatagesteine nicht alle Analysen den aufgestellten Bedingungen (die Analyse von Casa la Fornacina gibt nur 0·69 als Quotient I) und bei den Analysen des Harzgranites schwanken die Werte von Quotient I zwischen 0·41 (Meineckenberg) und 19·07 (Friedrichsbrunn). Dagegen kann als Muster von Regelmässigkeit der Arsotrachyt von Ischia genannt werden, dessen 6 Analysen alle der Vorschrift gehorchen.

Orthophyr. Während man von einer nur wenige Gesteinsanalysen umfassenden Gruppe erwarten sollte, dass sie um so strenger und fester abgeschlossen sei, finden wir hier gerade das Gegentheil, ja die inneren Differenzen sind so beträchtlich, dass es gerathen

Digitized by Google

erscheint, den Sondertypus Orthophyr ganz aufzugeben. Nun wird zwar eine Zutheilung der hierhergestellten Gesteine zu Gruppen, welche hauptsächlich von quarzreicheren Gesteinen gebildet werden, bei vielen Gesteinskundigen von vorneherein Misstrauen begegnen, da die Achtung vor dem Kieselsäuregehalte eben eine ungemein grosse und weitverbreitete ist; diese erscheint auch vollkommen berechtigt, soweit es sich um die Frage der Sättigung mit Kieselsäure handelt; ist letztere aber vorhanden, was bei den Orthophyren ersichtlich auch der Fall ist, so dürfte es als ein untergeordnetes Moment aufzufassen sein, wie gross die Menge der überschüssigen Kieselsäure (des Quarzes) sei. Deshalb darf man wohl getrost diese Gruppe, die nur aus überkommener Achtung vor dem Begriffe der „quarzfreien" Porphyre aufgestellt und auf ihre Kieselsäurearmuth begründet wurde, ganz aufgeben, nachdem gezeigt sein wird einmal, dass die darin zusammengestellten Gesteinsvorkommen sehr wenige gemeinsame Züge aufweisen, und dann, dass jene mit den kennzeichnenden Verhältnissen anderer Gruppen in solchem Masse übereinstimmen, dass ihre Einbeziehung erforderlich erscheint.

Die Differenzen im Kieselsäuregehalte sind gegenüber den Graniten auch gar nicht so ungeheuerlich; die dem Jahrbuche der geol. Landesanstalt, 1883, 213, entnommene Analyse des Thüringer Orthophyrs gibt zwar nur 60·09 Procent an und die des einen Ganggesteins von Predazzo 64·45, bei dem anderen von dort steigt aber die Kieselsäure auf 70·09 Procent.

Der Thüringer Orthophyr zeigt wenig Uebereinstimmung weder mit einer der beiden Analysen des Predazzoer Ganggesteins, die auch von einander bedeutend abweichen, noch mit ihrem Analysenmittel. Letzteres weist das Gestein zum Typus Ganggranit, und zwar in die Nähe des Westtiroler Porphyrs:

	SiO_2	Feldspathsubstanzen	Quotient I	II	III
Predazzo . .	67·27	1 : 8·13 : 8·07	0·88	0·99	0·89
Westtirol . .	72·03	1 : 7·66 : 7·35	0·85	0·96	0·92

Für den Thüringer Orthophyr ist der Gruppenanschluss nicht so leicht zu bestimmen und auch nicht sicher, da ja nur eine einzige Analyse vorliegt. Er hat einige Verwandtschaft zu Cornwallgranit, aber da reicht seine Kalimenge doch nicht zu; die grösste Annäherung zeigt er zum „böhmischen" Granit, nämlich:

Digitized by Google

	Substanzverhältnis	I	II	III
Orthophyr	1 : 5·24 : 9·33	1·46	1·78	0·51
Böhmischer Granit .	1 : 4·60 : 7·72	1·38	1·68	0·53

Wie beim Granitrhyolith angegeben, ist nun der „böhmische", sowie der ihm nahestehende Stockholmgranit kein fügsames Glied weder dieser, noch einer anderen angeführten Gruppe und ist es nicht unwahrscheinlich, dass man bei weiterem Verfolg dazu gelangen wird, für diese Gesteine einen besonderen Typus aufzustellen, den ich einstweilen als Stockholmgranit bezeichnen will.

Hessengranit. — Natron bleibt hier auch in allen einzelnen Analysen geringste Grösse und Kali Vormacht des Alkalienverhältnisses, so dass dem ersten Eindrucke nach eine Variabilität ganz ausgeschlossen erscheint; betrachtet man aber die Feldspathsubstanzmengen, so zeigt der Rhyolith von Fagranes Verwandtschaft zum Typus Cornwallgranit, und der Granitporphyr von Altenberg schliesst sich innigst dem Ponzatrachyte, mithin dem Amiatite an, aber des letzteren Verbindungsgliedern mit dem Granitrhyolithe.

Syenit. Was von dem Gruppentypus Orthophyr bemerkt worden ist, gilt auch beim Syenit. Es ist auch hier nur überkommene Ehrfurcht vor der „Gesteinsart" Syenit, die mich bewogen hat, diese auf zwei typische Vorkommen gegründete Gruppe aufzustellen; ihre Sonderung von dem Hessengranite verdankt sie aber nur ihrem geringeren Kieselsäuregehalte, dessen Bedeutung für die Systematik ich dort eben beleuchtet habe. Zwar erscheinen die wenigen (3) Analysen dieser Gruppe einander nahe verwandt, wenn man nur die Verhältnisse der Alkalien und Alkalimetalle betrachtet, dieser Eindruck schwindet aber bei Rücksichtnahme auf die Feldspathsubstanzen, die sich wie folgt darstellen:

	Substanzverhältnis	I	II	III
Syenit von Plauen 1,	1·07 : 1 : 1·88	0·91	1·88	0·34
„ „ „ 2,	1 : 1·14 : 2·15	1·01	1·88	0·36
„ „ „ Mittel	1 : 1·03 : 1·94	0·95	1·88	0·35
„ „ Biella . .	1·97 : 1 : 3·77	1·27	3·77	0·17

Das letztgenannte Gestein besitzt demnach nur eine geringe Verwandtschaft zu dem in der ersten Analyse vertretenen Syenit von Plauen; es lässt sich der Reihe der Hessengranitgesteine einfach hinzufügen. Vom Plauen'schen Syenite aber ist schon die nahe Beziehung zu dem Granitporphyr von Altenberg bei Besprechung des

Digitized by Google

Granitrhyolithes erwähnt; er wird also wohl am besten mitsammt diesem Gesteine zum Typus Amiatit zu stellen, d. h. als Mittelglied zwischen diesem und dem Hessengranit aufzufassen sein, aber jenem näher stehend als diesem.

Bolsenit. Auch bei dieser kleinen Gruppe, welche die ungesättigten Gesteine der Kalivormacht umfasst und vertritt, herrscht keine völlige Eintracht, indem die Lava von Bolsena, von der allerdings eben nur die vereinzelte Analyse vorliegt, im Feldspathsubstanz-Verhältnisse von dem Wyominggesteine abweicht; die beiden Analysen des letzteren stimmen aber sehr gut zusammen:

	Feldspathsubstanzen	I.	II.	III.
Wyoming 1 . .	1·60 : 1 : 4·69	1·80	4·69	0·16
„ 2 . .	1·50 : 1 : 3·64	1·45	3·64	0·19
„ Mittel	1·55 : 1 : 4·09	1·60	4·09	0·18
Bolsena . . .	1 : 1·22 : 3·42	1·55	2·81	0·27

Wenn weitere Analysen dieses Feldspathsubstanzverhältnis für die Bolsenalava bestätigen sollten, so könnte dieses wohl noch zur Abtrennung von dem Wyominggesteine führen, das an sich als ungesättigtes Hessengranitmagma aufzufassen ist; z. Z. aber darf man darin wohl nur eine verwandtschaftliche Annäherung an die schon erwähnte Sondergruppe Stockholmgranit erblicken.

2. Gesteinsgruppen der Natronvormacht.

Domit, Rheinischer Rhyolith und Pantellerit. Auf Grund der Feldspathsubstanzverhältnisse darf man diese drei nur als Unterabtheilungen einer grossen Gruppe auffassen, die ich mit Natronit bezeichnen will, und deren Gesteine alle dadurch gekennzeichnet sind, dass die Natronfeldspathmenge durch die Summe der Kalk- und Kalifeldspathsubstanzen getheilt einen höheren Quotienten (III) als 1·60 ergibt. — Von jenen also nur noch als Unterabtheilungen der Gesammtgruppe aufzufassenden Gruppen bewahrt sich diesbezüglich allein der Rheinische Rhyolith einen gewissen Grad von Selbständigkeit, indem bei ihm die Werte der Quotienten II zwischen 0·47—0·56 liegen, die bei den beiden anderen Gruppen nicht über 0·43 steigen. In diese Gruppe ist aber auch ein Gesteinsvorkommen eingeschlossen, der „Keratophyr“ des Harzes

Digitized by Google

(auf Grund seiner 3 am wenigsten verdächtigen Analysen), von dem man, obwohl sich sein Analysenmittel sehr gut dem Typus fügt, getrost behaupten darf, dass seine Stellung ganz unsicher ist und er wahrscheinlich nicht hierher gehört; die drei Analysen, wie gesagt immerhin noch diejenigen drei, die am ehesten zusammenstimmen (die vierte noch vorhandene gibt gleich 10 Procent Kieselsäure mehr an und Kali in fast ebenso geringer Menge wie Kalk), differiren ungemein, und die einzige darunter, die zu dem Natronit zu stellen wäre, erweist sich „entsättigt" und verwitterten Materials verdächtig. Als „ungesättigt" ist dagegen nach der Analyse die „erste Varietät" G. vom Rath's des Sodalithtrachyts von Ischia aufzufassen; hier mangeln zur Sättigung 4·04 Procent Kieselsäure und die Feldspathsubstanzen ergeben eine 100 übersteigende Summe; das bedeutet also eine Verwandtschaft zum Phonolith; im übrigen beobachtet man dergleichen Beziehungen nur noch zum Drachenfelstrachyt.

Phonolith. Bei den der Typenberechnung zu Grunde gelegten Analysen wurde, wie schon a. a. O. angeführt, die Beschränkung eingeführt, dass alle mit einem 1·91 Procent übersteigenden Glühverlust behafteten ausgeschlossen wurden. Nur diesem Umstande ist es zuzuschreiben, dass nun in allen Alkalienverhältnissen die Kalkmenge als geringste die Masseinheit bleibt; dagegen kann die Natronmenge nicht immer die Vormachtstellung wahren und gibt sie für den Rhönphonolith von Abtsrode an das Kali ab (Beziehung zu Ganggranit, beziehungsweise zu Bolsenalava).

Nach den Feldspathsubstanzverhältnissen erweisen sich alle der Typenbildung zu Grunde gelegten Gesteinsvorkommen als „ungesättigte", bis auf eins, und das ist wieder ein Rhönphonolith, von der Pferdekuppe nach Gmelin's Analyse; das ist aber zweifellos auch nur Verwitterungseinflüssen zuzuschreiben, deren sich diese Analyse schon durch ihren ungewöhnlich hohen Kieselsäuregehalt verdächtig macht. Von demselben Gesteine liegt nämlich auch eine, wegen 3·19 Procent Glühverlust ausgeschlossene Rammelsberg'sche Analyse vor; nun zeigen zwar diese ausgeschlossenen Analysen im übrigen recht erhebliche Unregelmässigkeiten, sie stimmen aber darin mit allen anderen normalen Phonolithanalysen überein, dass sie sich als ungesättigt erweisen (und auch mehr als 100 Procent Feldspathsubstanz ergeben). Für den Pferdekopfphonolith gibt an:

Digitized by Google

Gmelin: . . . . 61·88 SiO_2, 1·34 Glühverl. {6·16 SiO_2 u. 2·13 Al_2O_3 mehr
Rammelsberg: 57·54 „ 3·19 „ {5·05 „ „ 5·53 „ weniger}

als zur Feldspathsubstanzberechnung nöthig sind. Diese vereinzelte Abweichung von der Regel dürfte also, wenn nicht einer fehlerhaften Analyse, nur Verwitterungseinflüssen zuzuschreiben sein.

Uebrigens sind die Phonolithe nach den Verhältnissen der Feldspathsubstanzmengen als ungesättigte Natronite zu kennzeichnen, demnach beträgt der Quotient III regelmässig mehr als 1·60. Dies ist aber doch nicht immer der Fall; es zeigen nämlich als Quotienten III:

1·56 der Phonolithe von Olbersdorf bei Zittau
1·12 „ „ „ Zittau (Roth, 84, 1)
1·06 „ „ „ Abtsrode i. d. Rhön.

Darin stimmen diese aber überein mit Drachenfelstrachyten und offenbart sich auf diese Weise die „trachytische Verwandtschaft".

3. Gesteinsgruppen der Alkalienvormacht.

Lausitzergranit. Hier herrscht bei den einzelnen Analysen grosse Variabilität und von 33 zeigen nicht weniger denn 26 abweichende Alkalienverhältnisse; wir haben da Reihen von Verwandtschaftsbeziehungen: zu Gang- und Cornwallgranit, zu Granitrhyolith und Hessengranit, sowie Amiatit bis Minette, endlich zu Christianit, Drachenfelstrachyt bis böhmischer Gebirgsgranit. Bei einer Analyse von älterem Gneisse Schwedens findet sich sogar das Alkalienverhältnis des Porphyritandesites, doch ist es wohl gestattet, auf diesen ganz vereinzelten und unvermittelten Fall, zumal er sich bei einem nicht eigentlich eruptiven Gesteine einstellt, kein Gewicht zu legen.

Diese grosse Variabilität[1]) wird auch bei Betrachtung der Alkalien-Metallverhältnisse erkenntlich, doch wird der Verwandtschaftskreis nicht noch erweitert.

Bezüglich der Feldspathsubstanzen aber sind wir engen Anknüpfungen durch Quotient II schon beim Typus Ganggranit begegnet, dessen normalem Substanzverhältnisse viele Gesteine dieser Gruppe gehorchen, die anderen sich wenigstens nähern, so dass ein

[1]) Die Gelegenheit sei benützt, um einen in die Analysentabelle eingeschlichenen Irrthum zu berichtigen. Für Lausitzer Granit, Analysen 7—9 (nicht 6—10) betragen die Mittelzahlen: 67·21; 14·88; 7·92; 2·21; 3·14; 3·43; 1 : 1·4 : 1·6.

Digitized by Google

verwandtschaftlicher Zug alle Gruppenglieder verbindet, den auch noch einige Gesteine vom Christianittypus theilen.

Ferrutrachyt. Dieser zuerst nur wegen des geringen Kieselsäuregehaltes vom vorigen abgespaltene Typus erhält seine Festigung und Berechtigung durch den Umstand, dass er ungesättigte Gesteine umfasst, also das ungesättigte Magma des Lausitzer Granits darstellt und zu ihm in ähnlichem Verhältnisse steht wie Phonolith zu Natronit. Bis jetzt sind allerdings „Feldspathvertreter" in ihnen noch nicht mineralogisch nachgewiesen worden. Etwas sicherer bestimmt, nämlich durch zwei Analysen, ist auch nur der Ferrutrachyt selbst, während der Trachyt von Bolsena nur durch eine einzige Analyse vertreten, seine Zugehörigkeit zum Typus also nicht ausser Frage ist. Möglicher Weise gehört hierher auch der „Petrisco" vom Monte Cimino, wenigstens ist seine nahe Verwandtschaft aus den Feldspathsubstanzverhältnissen zu erkennen, wie die unten folgende Reihe zeigt; doch ist er, nach seiner vereinzelten Analyse (Roth, **69,** 2) beurtheilt, etwas zu reich an Kali, um in die Gruppe zu passen. Es ist ja immerhin möglich, dass er einen besonderen Typus ungesättigter Gesteine mit Kalivormacht vertritt, der sich zum Ganggranit oder Granitrhyolith ähnlich verhält wie der Bolsenit zum Hessengranit. Dieser Petriscoanalyse ähnelt auch eine (Roth, **73,** 15) vom Arsostrome Ischias; daraufhin den Arsotrachyt auch zu den ungesättigten Gesteinen zu stellen, verbietet jedoch der Umstand, dass das Mittel aus den beiden vorhandenen Analysen vom Arsostrome sich ebenso gesättigt mit Kieselsäure und Thonerde erweist wie die anderen Analysen dieses Trachytes von Ischia; es mag also wohl nur das betreffende Analysenmaterial etwas Feldspathvertreter-Substanz enthalten haben, doch erscheinen Verwandtschaftsbeziehungen dadurch erwiesen.

	Feldspathsubstanz-Verhältnis:	I.	II.	III.
Monte Ferru, 1 . . .	1 : 3·46 : 2·57	0·58	0·74	0·97
„ „ 2 . . .	1 : 2·58 : 2·53	0·70	0·98	0·73
„ „ Mittel . .	1 : 2·96 : 2·55	0·64	0·85	0·84
Bolsena	1 : 2·80 : 2·68	0·75	0·96	0·76
Monte Cimino (Petrisco) .	1 : 4·47 : 4·55	0·83	1·02	0·81
Arsostrom	1 : 1·76 : 2·51	0·90	1·42	0·50

Digitized by Google

Amiatit. Schon im Verlaufe der bisherigen Darstellungen sind mehrfache Verwandtschaftsbeziehungen zu diesem Typus festgestellt, unter anderem auch die Zugehörigkeit des Granitporphyrs von Altenberg und des Syenits aus dem Plauen'schen Grunde nachgewiesen worden; die wichtigste von ihnen ist wohl die beim Typus Granitrhyolith dargelegte, nämlich, dass für die Feldspathsubstanz-Verhältnisse in beiden Typen das Gesetz gilt: Die Menge der Kalifeldspathsubstanz ist nahezu (bei 20 Procent Amplitude) gleich der Summe der Kalk- und Natronfeldspathsubstanzen. Beim Amiatagestein schwankt dieser Quotient I, von einer schon erwähnten Ausnahme abgesehen, zwischen 0·84 und 0·93, bei der Analyse des Ponzatrachytes beträgt er ebenfalls 0·84 (bei obengenannten Gesteinen 0·96 und 0·95), unfügsam jedoch zeigt sich der auf Grund des Alkalienverhältnisses seiner vereinzelten Analyse hier mit aufgeführte Dacit von Washoe, dessen Quotient I nur 0·55 beträgt; von ihm wurde aber schon beim Ganggranit erwähnt, dass er dessen kennzeichnendes Feldspathsubstanz-Verhältnis wiederspiegele und darin mit dem zum Typus Minette gehörigen Granit aus England übereinstimme; da sich der Washoedacit nun auch in seinem Alkalienverhältnisse dem Minettetypus ungemein nähert, so dürfte es am richtigsten sein, bis weitere Analysen darüber aufklären, ihn der Minette zuzurechnen und seine derzeitige Uebereinstimmung des Alkalienverhältnisses mit Amiatit nur als Verwandtschaftsäusserung zu deuten. An Minette knüpft auch die schon beim Granitrhyolith als unfügsam erwähnte Amiatitanalyse an. — Die Analyse des Amiatits von Fosco del Prato weist in ihrem Alkalienverhältnisse (1 : 1 : 2·15) ausser auf Granitrhyolith auch auf den schon erwähnten, zum Lausitzer Granit vermittelnden Typus 1 : 1 : 1·5 hin.

Minette. Diese Gruppe und die Beziehungen der in sie zusammengefassten Gesteine richtig zu beurtheilen, wird ungemein erschwert durch den Erhaltungszustand letzterer, wie ich dies schon am angegebenen Orte betonte. Als normales Erfordernis wurde aufgestellt, dass bei den hierzu gehörigen Gesteinen die Natronmenge die geringste Grösse des Alkalienverhältnisses und Kalk- und Kalimengen gleich gross seien, das heisst, nicht mehr als um ein Fünftel (20 Procent) von einander differiren. Für die Mittelzahlen der aufgenommenen Gesteine gilt dies nun ja auch, indem da die genannte Differenz nicht einmal über 12 Procent steigt. Betrachtet man aber die ein-

Digitized by Google

zelnen Analysen, so überzeugt man sich, dass diese Mittelwerte chemischer Analysen meist aus der Summirung sehr verschiedenartiger Bestände hervorgegangen sind; so besitzt zum Beispiel von den sechs benützten Analysen der Heidelberger Minette keine einzige das normale Alkalienverhältnis und die bewussten Differenzen bewegen sich zwischen 29 und 570 Procent. Merkwürdiger Weise zeigen sich aber die drei Analysen von Harzer Glimmermelaphyr ungemein musterhaft (mit höchstens 9 Procent Differenz), obwohl dieser doch auch stark angewittert ist; und auch von den vier Analysen der Glimmerminette aus Nordwest-England, deren Mittelwert auf die Roth'schen Nummern 4—7, und nicht 2—7, wie irrthümlich in der Tabelle angegeben, begründet ist, steigt nur eine mit 33 Procent Differenz über den erlaubten Grenzwert. Trotz dieser beiden rühmlichen Ausnahmen erscheint es aber doch hier sehr nöthig, den Verwitterungseinflüssen Rechnung zu tragen, um nicht etwa aller Wahrscheinlichkeit zufolge von diesen bewirkte Abänderungen des chemischen Bestandes als primäre (magmatische) Verwandtschaftsbeziehungen zu deuten. Bleiben also die sehr verdächtigen Analysen unberücksichtigt, so kann man in den Alkalienverhältnissen Anschlüsse an Amiatit und Hessengranit, sowie an Monzonitdacit und Porphyritandesit feststellen. — Räthlicher erscheint es aber, bei dem Nachweise solcher Beziehungen nur die Mittelzahlen für die einzelnen Gesteinsvorkommen in Betracht zu ziehen.

Nach den Verhältnissen der Feldspathsubstanzen gliedert sich diese Gruppe in zwei Theile, indem sich einerseits Granit aus England, der beim Amiatit erwähnte Washoedacit und der Porphyrit vom Harz, andererseits Glimmerminette aus Nordwest-England, Glimmermelaphyr vom Harz und Heidelberger Minette enger aneinander schliessen; jene Untergruppe hat sehr beachtenswerte Verwandtschaftsbeziehungen zu Minette und Ganggranit, diese dagegen zum Monzonitdacit. Die Zusammengehörigkeit beider Gruppentheile ist aber auch zu erkennen, allerdings aus anderen Umständen, nämlich der stetigen Reihe der Quotienten I und den engen Grössenschranken für Quotient V (0·69—0·84).

Christianit. In den Alkalienverhältnissen der 53 benützten Analysen findet sich die für den Gruppentypus geforderte Gleichheit der Natron- und Kalimengen (mit nicht mehr als 20 Procent Differenz) nur zwanzigmal erfüllt, bei den Analysen mancher Gesteine, nämlich

Digitized by Google

des Oerebrogranites, des Baulagesteins und dem Normaltrachyt Irlands sogar niemals, unter den 15 Analysen des Donegalgranits auch nur fünfmal. In jenen Gesteinen sind dabei die Abweichungen auch durchaus nicht gering und ist nicht selten die Kalimenge zwei- bis dreimal grösser als die des Natron oder umgekehrt. Das ist nur daraus zu erklären, dass der stoffliche Bestand innerhalb dieser Gesteine örtlich sehr wechselt. Dies ist ja auch zum Beispiel vom Christianiagesteine bekannt. Wir haben darnach Verwandtschaftsbeziehungen zu Lausitzer Granit, Gang- und Cornwallgranit, sowie Granitrhyolith einerseits, zu Drachenfelstrachyt und Natronit andererseits; durch Drachenfelstrachyt sind wahrscheinlich auch die Verwandtschaftsbande mit Puys- und Porphyritandesit geknüpft, da sich die vermissten Mittelglieder (böhmischer Gebigsgranit und Yateandesit) bei Musterung der Alkalimetallverhältnisse ergeben.

Beschränkt man die Amplitude der geforderten Gleichheit von Natron- und Kalimenge auf nur 10 Procent, so erhält man eine enger geschlossene Kerngruppe (deren aus den Feldspathsubstanz-Verhältnissen ermittelte Quotiente II um den normalen Wert 0·70 nur von 0·73—0·67 schwanken), und der Passauer Granit, der Alpenprotogin, die Granite von Gready, Donegal und Minnesota, sowie des Baulagestein stellen sich dann als die Verwandtschaft zu Lausitzer und Ganggranit einerseits, zu Drachenfelstrachyt und Natronit andererseits vermittelnde Anhängsel derselben dar.

Drachenfelstrachyt. Auch bei den wenigen Analysen, die hier in Frage kommen, herrscht eine grosse Veränderlichkeit. Von den drei nach vereinzelten Analysen eingereihten Gesteinen gilt dies natürlich nicht, aber von den beiden Analysen des Syenegranits folgt gar keine und von den fünf des Siebengebirgstrachyts nur eine einzige dem Typus, dagegen weisen drei von diesen und eine von jenen auf die Verwandtschaft zum Christianit und je eine von beiden auf die zum Natronit hin; auch der böhmische Granit offenbart sich in den Alkalimetallverhältnissen als Verwandter.

Nephelinsyenit. Dem Drachenfelstrachyt schliessen sich in ihren Alkalienverhältnissen ein paar ungesättigte Gesteine an, die ich schon bei Darstellung der Alkalimetallverhältnisse in eine Gruppe zusammengefasst habe. Es ist das zunächst der Foyait nach den beiden Analysen von Jannasch und der Nephelinsyenit der Cap Verden nach Dölter's Analyse. Diese beiden Gesteine stellen sich in allen

Digitized by Google

berechneten Verhältnissen so deutlich als zum genannten Typus zugehörig dar (nur der Quotient I der Feldspathsubstanzen weicht beim Foyait ein wenig ab), dass ihre Auffassung als ungesättigte Drachenfelstrachytmagmen durchaus geboten erscheint. Zweifelhafter ist dies bei den niederrheinischen melanithaltigen Leucitgesteinen. Die 3 Analysen derselben weichen von einander sehr ab; diejenige vom Selberg hat ein dem Yateandesit, die vom Schorenberg ein dem Natronit (also auch Phonolith) und die vom Perlerkopf ein dem Christianit folgendes Alkalienverhältnis; das Mittel aller 3 entspricht nun zwar so leidlich dem Drachenfelstrachyt, jedoch passt es nicht recht zu den oben genannten Gesteinen; bezüglich der Feldspathsubstanzverhältnisse stehen diese nämlich an der einen Grenze mancher Quotientenreihen des Drachenfelstrachyts und übersteigen dieselbe zum Theil, wo dies von Seiten des Leucitgesteines an der entgegengesetzten Grenze geschieht. Man findet nämlich für

	I.	II.	III.
Foyait der Sierra de Monchique .	0·50	0·57	1·43
Nephelinsyenit, Cap Verden . .	0·45	0·54	1·40
Leucitgestein, Laacher See . . .	0·40	0 55	1·07

Wenn also seine Zurechnung zur Gruppe immerhin erforderlich erscheint, so ist dieses Leucitgestein doch ein Glied derselben, das auch zu den anderen genannten Typen Verwandtschaftsbeziehungen annehmen lässt.

Böhmischer Gebirgsgranit. Hier sollen die Mengen von Kalk und Kali einander gleich und die des Natrons grösser als eine von beiden sein. In den von der Tabelle gebotenen Analysenmitteln differiren denn jene Mengen auch noch nicht einmal bis um 10 Procent, wogegen bei der vereinzelten Analyse vom Baldersaasgranit die Differenz 18 Procent beträgt; derselbe ist darnach schon als ein die Verwandtschaft zum Drachenfelstypus vermittelndes Gruppenanhängsel zu betrachten. In den jenen Gesteinsmitteln zu Grunde liegenden Analysen aber begegnen wir wiederum der schon beim Christianit geschilderten Mannigfaltigkeit, die trotz der geringen Analysenzahl (9) sehr viele und darunter auch sehr auffällige Verwandtschaftsbeziehungen erkennen lässt. Die Verbindungen mit Drachenfelstrachyt und Christianit einerseits, zum Yate- und Puysandesit andererseits, sowie auch zum Natronit bieten nichts wunderbares; darauf, dass eine Analyse des Porphyrits von Bäkkelaget sich dem Dioritdiabas

Digitized by Google

anschliesst, ist bei einem so veränderten Gesteine auch kein Gewicht zu legen; dagegen fällt auf, dass sowohl eine Analyse des Gebirgsgranits aus Böhmen als auch eine des Schwedischen Hornblendegranits das Alkalienverhältnis des Amiatits aufweist. Da dasjenige des Quarzglimmerdiorits von Klausen (1·03 : 1·17 : 1) dem Gleichgewichtsmagma (1 : 1 : 1) nahe kommt, so könnte man an eine Verbindung durch dieses denken; aber eine solche müsste nothwendig auch noch die Vermittelung des Minetteverhältnisses oder des Verhältnisses 1 : 1 : 1·5 in Anspruch nehmen; zu letzterem fehlt aber auch den vorerwähnten Verwandtschaftsreihen, die ja bis zum Christianit reichen, nur noch ein einziges Mittelglied (Lausitzer Granit), so dass das Gleichgewichtsverhältnis also auch keinen kürzeren Verbindungsweg bietet.

Yateandesit. Dass die Gruppe trotz der wenigen Analysen keine strenge Abgeschlossenheit aufweise, wurde schon bei ihrer Begründung betont. Von den beiden Analysen des Siebengebirgsandesits zeigt die eine (vom Stenzelberg) das Alkalienverhältnis des Puysandesits und gleiches thut eine vom Yate, wenn man für die dort geforderte Gleichheit der Kalk- und Natronmengen wiederum eine Amplitude von 20 Procent einräumt. Die Gründe, warum ich den Siebengebirgsandesit hierhergestellt habe, obwohl das Alkalienverhältnis seines Analysenmittels ihn zum Puysandesit wies, habe ich am angegebenen Orte angeführt; nach Vergleich seiner Feldspathsubstanz-Verhältnisse mit denen der Gesteine von Yate und von Tolfa halte ich es nun aber doch für richtiger, ihn diesem Typus zuzuweisen. — Die geringe Zahl der Analysen bedingt, dass ausser der angeführten Verwandtschaftsbeziehung nur noch die zu Natronit bestimmt werden kann.

Puysandesit. Hier begegnen wir keiner so grossen Variabilität der einzelnen Analysen wie bei dem Christianit. Abgesehen von dem seines verwitterten Zustandes halber auch gar nicht zur Typenberechnung mitbenutzten Kersantit aus dem Fichtelgebirge finden wir für jedes Gesteinsvorkommen mindestens eine Analyse, die die geforderte Gleichheit (bei $^1/_5$-Amplitude) von Kalk und Natron aufweist, und in den unfügsamen Analysen übersteigen die Differenzen nicht 40 Procent. Von Verwandtschaftsbeziehungen sind die nächsten natürlich die zu Yate- und zu Porphyritandesit, ausserdem aber findet sich je eine zu Drachenfelstrachyt und zu Minette; letztere muss

Digitized by Google

natürlich auffallen, da die Beziehung doch ziemlich entfernt erscheint; vielleicht ist dieselbe durch das Gleichgewichtsmagma 1 : 1 : 1 vermittelt; dieser Weg gewinnt an Wahrscheinlichkeit dadurch, dass eine andere Analyse desselben Gesteins (schwarzer Porphyr von Lugano) ein diesem Magma angenähertes Alkalienverhältnis 1·04 : 1·01 : 1 aufweist und die dritte dasjenige des Yateandesits besitzt, also von dem etwa anzunehmenden Wege über Porphyritandesit und Monzonitdacit zu Minette hinwegweist.

Nephelinit. Schon bei Aufstellung des Typus wurde hervorgehoben, dass die Analysen der Odenwaldgesteine (und zum Theil auch der von den Cap Verden) sehr verschiedene Werte geben und dass die Entscheidung über ihre Zusammenrechnung abhängt von der geologischen Bestimmung der individuellen Zusammengehörigkeit. Die beiden Analysen des „Basaltischen" Nephelinits vom Odenwald stimmen sehr schön zusammen und repräsentiren, wie die anderen der Norm fügsamen Analysen von Meiches, Gunzenau, Bischofsheim und beide Analysen des Buchonites, ungesättigte Puysandesitgesteine. Auch vom „Nephelinitporphyr" des Odenwaldes harmoniren die beiden Analysen sehr schön, sie entsprechen aber dem Phonolithtypus, diejenige des „doleritischen" Nephelinits einem Dioritdolerit und die des „porphyrartigen" Nephelinits, sowie das Mittel aus den beiden letztgenannten, das als Alkalienverhältnis 2·81 : 1·81 : 1 ergibt und nicht so, wie am angegebenen Orte irrthümlich angeführt ist, einem Porphyritandesite. Die eine Analyse des Cap Verden-Gesteins weist auf Aetnabasalt hin. An der oben erwähnten Zusammengehörigkeit der Odenwaldanalysen habe ich nun um so weniger Grund zu zweifeln, als der Nephelinitporphyr für sich genommen keinem bekannten Gesteine entsprechen würde, da wir noch keinen Phonolith mit nur 48 Procent Kieselsäure kennen. Ich deute also die Abweichungen der einzelnen Analysen von dem Gruppentypus als Verwandtschaftsbeziehungen. Da durch die Zugehörigkeit dieser Theile von abweichendem Bestande sowohl der Odenwaldnephelinit als der von den Cap Verden in seinem Mittel dem Gruppentypus nicht genau entspricht, so ist dies wohl so zu deuten, dass jener nicht das reine ungesättigte Puysandesitmagma darstellt, sondern ein Mittelglied zwischen diesem und dem Yateandesite, dieser aber ein solches zum Porphyritandesite überführendes.

Monzonitdacit. An Stelle des Natron, wie der Typus vorschreibt, sieht man in den 37 Analysen das Kali zweimal und

Digitized by Google

den Kalk dreimal zur Masseinheit des Alkalienverhältnisses werden; zuweilen gelangt auch Kalk zur Vormachtstellung, häufiger aber noch Kali. Wir können daraus sehr zahlreiche Verwandtschaftsbeziehungen ableiten, einerseits zu Minette, Amiatit, Lausitzer und Hessengranit (letzteres wurde nur bei Dacitanalysen gefunden, allerdings bei 8), andererseits zu Melaphyr, Diorit- und Noritdolerit, sowie endlich zu Porphyrit- und Puysandesit. Die Feldspathsubstanz-Verhältnisse lassen des weiteren Verwandtschaft zum Ganggranit erkennen, indem mehrere hierhergehörige Gesteine, ebenso wie solche vom Lausitzer Granit, gleich hohe Quotienten II besitzen wie dessen normale Gruppenglieder, dagegen dürfte auf Uebereinstimmung in den Werten der Quotienten I, III und IV mit anderen Gruppentypen weniger Gewicht zu legen sein, weil ihre Divisoren combinirte Grössen sind, deren Glieder wesentlich verschieden von einander sein können.

Nicht unerwähnt darf ich aber lassen, dass der Glimmersyenit aus dem Odenwalde, dessen beide Analysen zwar beträchtliche Kohlensäuremengen angeben, in den Alkalienverhältnissen sich aber musterhaft dem Typus fügen, dennoch in den Feldspathsubstanz-Verhältnissen ganz aus dem Rahmen der Gruppe herausfällt.

Porphyritandesit. Nach den Alkalienverhältnissen der einzelnen Analysen besitzt auch dieser Typus einen ausgedehnten Verwandtschaftskreis, nämlich einerseits zu Puysandesit, Drachenfelstrachyt und Christianit (nach einer Gneissanalyse), andererseits zu Monzonitdacit und Minette, ja sogar einer Gneissanalyse zufolge (?) bis zu Granitrhyolith, ferner zu Norit und endlich zu Dioritdiabas, Dioritdolerit, Melaphyr und Aetnabasalt; würde ein Gruppentypus mit dem Symbole $1{\cdot}5\,CaO : 1\,Na_2O : 1\,K_2O$ festgestellt, so könnten auf diesen auch mehrere Analysen bezogen werden.

Die Berechnung der Feldspathsubstanzmengen ergibt, dass ausser dem unten als Vertreter einer eigenen Gruppe angeführten Trachyte auch noch die Augitandesitlava von Louchadière in der Auvergne ein ungesättigtes Magma besitzt; dies ist aber nur als eine Verwandtschaftsbeziehung dieser Augitandesite zu dem nächstgenannten Typus aufzufassen.

Stefanotrachyt. Der Trachyt von St. Stefano ist, wie im vorstehenden und auch schon vorher angegeben, ein ungesättigtes Gestein und dadurch einziger Vertreter von ungesättigten Porphyritandesitmagmen; dass zu solchen beim Nephelinit der Cap Verden

Digitized by Google

und des Odenwaldes, speciell bei der „porphyrartigen" Abart des letzteren, Verwandtschaftsbeziehungen bestehen, wurde dort schon erwähnt.

4. Gesteinsgruppen der Kalkvormacht.

Melaphyr. Wir dürfen diesen Typus jetzt als denjenigen hinstellen, welcher alle die noch gesättigten Gesteine von Kalkvormacht bei Natronminimum umfasst und brauchen die Grenzen also nicht so eng zu ziehen wie früher (a. a. O. pag. 232). Dafür erscheint es aber geboten, von den 10 Analysen des Gangmelaphyrs von Predazzo sechs zurückzuweisen, weil sie nicht genug Kieselsäure zur Sättigung der Feldspathsubstanzen enthalten; für diesen Mangel liegt die Erklärung nahe in der Verwitterung und dem Umstande, dass diese zum Theil sehr wenig mächtigen Gänge im Kalksteine stehen, aus dem sie bis zu 3·5 Procent Kalkcarbonat aufgenommen haben.

Unter den Alkalienverhältnissen der einzelnen Analysen finden sich auch die von Diorit- und Gabbro-Dolerittypus, unter denjenigen der Alkalimetalle auch das des Aetnabasaltes.

Die Feldspathsubstanz-Berechnung macht die nahe Uebereinstimmung der Melaphyre vom Harz und vom Mulatto deutlich hervortreten, während sich die gangförmigen Melaphyre (auch nach Ausscheidung der entsättigten Glieder, also im Mittel aus Analysen Nr. 8, 10, 12 und 13 bei Roth) und Augitophyre aus des letzteren Umgegend etwas abweichend verhalten, es zeigen nämlich an Quotientenwerten:

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
Harz, deckenf. Melaphyre .	0·27	0·78	0·38	1·04	2·37	1·85
Harz, gangf. Melaphyre . .	0·30	0·89	0·41	0·90	2·00	1·61
Mulatto	0·31	0·82	0·41	0·88	1·95	1·60
Predazzo, gangf. Melaphyre .	0·35	1·69	0·18	1·40	2·23	3·77
Grödnerthal	0·49	35·95	0·01	1·95	2·00	72·17

Leucitlava der Eifel. Diese und die folgende Gruppe umfassen die ungesättigten Parallelglieder zu den Melaphyren; die Trennung derselben in zwei Sondergruppen, je nachdem die Menge des Kalkes grösser als die doppelte des Kalis ist oder nicht, lässt sich praktisch aufrecht erhalten, indem man die abweichenden einzelnen Analysen als die Verwandtschaft beider Gruppen bezeugende Ausnahmen hinstellt; von solchen kommt bei den Eifelleucitlaven nur

Digitized by Google

eine vor, während sie bei der anderen Gruppe häufiger sind. Was aber unter den Vesuvlaven nur bei der fragwürdigen Analyse des angeblichen Stromes vom Jahre 1036 eintritt, nämlich dass die Kalimenge unter die des Natron sinkt, findet sich unter den 10 Analysen von Leucitbasalt des Laacher Sees, die ich jetzt mit heranziehe (nach Roth, **73**, 2—11), was ich früher wegen der so bedeutenden Abweichungen in den Eisenoxyd- und Magnesiabestimmungen von den entsprechenden Angaben für die Eifellaven nicht wagte, dreimal; das deutet Verwandtschaft zum Dioritdolerit an, die auch aus den Verhältnissen der Alkalimetalle erschlossen wird, ebenso wie solche zur Herchenberglava. — Unter den Analysen von Laacher See-Lava findet sich übrigens eine, deren Material einem lose von Lehm umschlossenen Blocke entnommen war (einer sogenannten Mucke) und die den gegenüber dem durchschnittlichen (44·85) auffällig hohen Kieselsäuregehalt von 50·32 Procent angibt; dieser übersteigt die zur Feldspathsubstanzsättigung nöthige Menge um 1·84 Procent; alle übrigen Analysen erweisen sich ungesättigt. — Nach den Verhältnissen der Feldspathsubstanzen passt das Gestein vom Monte Ferru nicht recht hierher, eine nähere Beziehung desselben zum Ferrutrachyte ist aber auch nicht angedeutet; nach der vereinzelten vorliegenden Analyse ist jedoch eben nicht abzuurtheilen.

Vesuvlaven. Die Glieder dieser Gruppe stehen ersichtlich den Gesteinen mit Alkalienvormacht näher als die der vorigen, deshalb finden sich unter den betrachteten 53 Analysen auch solche vom Monzonit-Dacittypus.

Noritdolerit. Die Künstlichkeit der Grenzen bei den Gesteinsgruppen von Kaliminimum bei Kalkvormacht wird dadurch auffällig, dass die einzelnen Analysen, soweit solche nicht direct zur Berechnung der Gruppentypen gedient haben, sich bei manchen Typen, vornehmlich dem Dioritdiabas, in der Mehrzahl nicht der Vorschrift fügen. Man kann daher fragen, ob man nicht besser thue, diese Gruppen zusammenzuwerfen zu einer grösseren Hauptgruppe, analog dem Natronite, oder ob, wie dies für Ganggranit und Granitrhyolith gezeigt wurde, den Gruppen grösserer Halt und Festigkeit gegeben werden kann. Künstlich und willkürlich sind die Gruppengrenzen ja auch da, aber sie erscheinen weniger so, weil sie dem allgemeinen Gefühle nach beobachtet werden müssen und wohl jeder petrographische Systematiker sie anzuerkennen geneigt sein wird,

Digitized by Google

indem die Gruppentypen als wesentlich zu schätzende Verhältnisse hervorheben.

Vereinigt man alle hier unterschiedenen Gruppen, so würden dermassen kalkreiche Gesteine, dass die Kalkmenge diejenige der Alkalien um das Zehnfache übertrifft, zusammengeworfen mit verhältnismässig ganz kalkarmen, bei denen dieser Ueberschuss nur etwa ein Zehntel beträgt. Dieses wäre aber wohl ein Hauptfehler in der Systematik. Soll man aber eintheilen, so ist die gewählte Gruppirung nach der Grösse des Quotienten aus Kalk durch die Summe der Alkalien die nächstliegende, nämlich

Alkalien-Quotient 1·01—1·99: Dioritdiabas, Norit- und Dioritdolerit;
„ „ 2·00—2·99: Aetnabasalt;
„ „ 3·00—x; (x > 3): Gabbrodolerit.

Nun kommt aber noch hinzu, dass sich eine von diesen Gruppen in ihren Feldspathsubstanz-Verhältnissen so selbständig erweist, dass sie der Berücksichtigung jenes Quotienten gar nicht bedarf: dies ist die des Noritdolerits, bei dem es also ein zufälliger oder nebensächlicher Umstand ist, dass er im Kalkgehalte mit Dioritdiabas und Dioritdolerit auf einer Stufe steht. Zwar treten in den Alkalienverhältnissen der einzelnen Analysen von diesem Typus auch Verwandtschaftsbeziehungen zu den ihm nahestehenden Gruppen hervor, da bei ihm aber solche zu den kalkreicheren Typen Aetnabasalt und Gabbrodolerit ganz fehlen, während sie bei Dioritdiabas und -dolerit bestehen, müssen jene doch als ihm ganz fremd gelten und erscheint er um so mehr als ein Sonderling.

Es bleibt also nur noch die Frage, ob man die Unterscheidung von Dioritdiabas und Dioritdolerit aufrecht erhalten soll; diese grenzen sich gegenseitig darnach ab, ob die Menge des Natrons doppelt so gross ist als die des Kalis, und eine solche Trennung erscheint gerechtfertigt oder mindestens unbedenklich.

Jeder der für die gesättigten Gesteine aufgestellten Gruppe dieser Ordnung schliessen sich auch ungesättigte Gesteinsvorkommen an, zum Theil allerdings noch ganz vereinzelte, zum Theil von zahlreicheren Fundpunkten.

Der Noritdolerit ist hier wegen seiner schon angedeuteten Absonderung vorangestellt. Als wesentliches Kennzeichen dieser Gruppe ist jetzt anzuführen, dass bei ihren Gesteinen die Mengen von Kalk-

Digitized by Google

und von Natronfeldspathsubstanz einander gleich sind. Diese Charakteristik ergibt schon nahe Verwandtschaften in den Gruppen des Porphyritandesites und des Monzonitdacites, aber ohne dass eine Deckung in den übrigen Verhältnissen stattfindet; insbesondere vom Monzonitdacit differiren die übrigen Quotientenwerte sehr. So entsprechen denn auch mehrere Analysen in ihren Alkalienverhältnissen dem Porphyrit- und Puysandesit und ein paar andere dem Dioritdolerit und Dioritdiabas.

Von den nur auf Grund vereinzelter Analysen dem Typus zugerechneten Gesteinen, unter die irrthümlicher Weise auch der zum Dioritdiabas zugehörige Löwenburgdolerit gerathen ist, folgen vier nicht streng der oben gegebenen Norm; es sind dies der Banatdiorit, der Durancevariolit, der Gabbro vom Norheimer Tunnel und der Paläopikrit von Burg; von den drei letztgenannten Gesteinen war schon am angegebenen Orte die Unsicherheit der Werte betont und angegeben, dass sie deshalb nicht mit in die Typenberechnung einbezogen wären; für die in der Gruppe demnach noch verbleibenden sechs Gesteinsvorkommen bewegen sich die Werte der Quotienten (VI) von Kalk- durch Natronfeldspathsubstanz zwischen 1·04 und 0·93.

Tephrit der Cap Verden. Dieses Gesteinsvorkommen vertritt zur Zeit allein das ungesättigte Noritdoleritmagma, und zwar auf Grund des Mittels der drei von ihm vorliegenden Analysen, von denen eine im Alkalienverhältnisse dem Puysandesite (Nephelinit), eine andere dem Dioritdolerite (Herchenberglava) entspricht.

Dioritdiabas. Die ungemeine Mannigfaltigkeit in den Alkalienverhältnissen der einzelnen Analysen wurde schon erwähnt; ausser zu allen anderen Gruppentypen dieser Ordnung zeigen sich da auch Verwandtschaftsbeziehungen zu Porphyrit- und Puysandesit, sowie zu Drachenfelstrachyt und Christianit; dass solche zu Melaphyr fehlen, muss auffallen. — Die drei verschieden benannten Gesteine aus Minnesota (die Mittelzahlen für den dortigen Diorit sind nicht, wie irrthümlich angegeben, nur auf Grund der fünf Analysen Nr. 31 bis 36, sondern von Nr. 29—37 berechnet) dürften wohl richtiger als Collectiveinheit aufzufassen sein.

Nephelinbasalt von Meiches. Einzig die bei Roth, 84, 6 wiedergegebene Analyse stellt zur Zeit ein ungesättigtes Magma von diesem Typus dar; die Selbständigkeit ist demnach sehr fraglich und

Digitized by Google

ist es sogar wahrscheinlich, dass sich später die Einbeziehung dieser Analyse zu dem Nephelinit von dort nöthig machen wird.

Dioritdolerit. Bei Ermittlung seiner Verwandtschaftsbeziehungen ist zu beachten, dass mehrere der hier eingereihten Gesteine sehr stark von Verwitterung ergriffen sind; wenn also z. B. eine Analyse des Diabases vom Remigiusberge bei Cusel mit 3·08 Procent Glühverlust und 0·70 Kohlensäure ein dem „Böhmischen Gebirgsgranite" entsprechendes Alkalienverhältnis zeigt, so dürfte dies wohl nicht als Verwandtschaft zu deuten sein. Diesen Verwitterungseinflüssen ist es vielleicht auch allein zuzuschreiben, dass die Diabase des Saar-Nahegebietes und oberen Ruhrthales nahezu gleiche Mengen von Kalk- und Natronfeldspathsubstanz aufweisen, wie dies beim Noritdolerit typisch der Fall ist; doch bewegen sich ihre übrigen Quotienten nicht innerhalb der dort gezogenen Schranken.

Nach den Alkalienverhältnissen der einzelnen Analysen sind Verwandtschaftsbeziehungen zu allen Gruppen mit Kalkvormacht (einschliesslich Melaphyr) und ausserdem zu Porphyrit- und Puysandesit, sowie Monzonitdacit vorhanden.

Die ungesättigten Magmen von diesem Typus vertritt die Herchenberglava.

Aetnabasalt. Hier sind der verwandtschaftlichen Beziehungen schon weniger, indem solche zwar zu den anderen Kalkvormachtgruppen, mit Ausnahme des Noritdolerits, vorhanden sind, darüber hinaus aber bei 45 einzelnen Analysen sich nur eine zum Puysandesit ergibt, und zwar bei einer Analyse von den als Andesite bezeichneten Vorläufern der Aetnalaven, die bei der Typenberechnung gar nicht mit berücksichtigt waren. Unter den Analysen von Aetnalaven befindet sich auch eine mit dem Alkalienverhältnisse des Noritdolerits; es ist dies aber die in ihrer Fragwürdigkeit schon an anderem Orte gekennzeichnete Analyse der Lava von 1766, auf die kein Wert zu legen ist. Der ungesättigten verwandten Gesteine gibt es hier eine grössere Anzahl, die wir in den Typus

Nephelinbasalt der Eifel zusammenfassen wollen. Ausser genanntem Gesteinsvorkommen, unter dessen drei Analysen eine sich dem Typus Dioritdiabas oder Meichesbasalt anschliesst, gehören hierher Nephelinbasalt von Klausen, sowie die Limburgite vom Niederrhein und von den Cap Verden; die am angegebenen Orte bei diesen Limburgiten beiläufig mit angeführte vereinzelte Analyse des Gesteins

Digitized by Google

von der Limburg lässt Sättigung erkennen und weist auf den folgenden Typus hin.

Gabbrodolerit. Diese die kalkreichsten Gesteine umfassende Gruppe lässt naturgemäss in den Alkalienverhältnissen der einzelnen Analysen sehr wenige Verwandtschaftsbeziehungen erkennen, nämlich nur zum Aetnabasalte und darüber hinaus je eine zu Dioritdiabas und -dolerit. Als Gruppe der ungesättigten Magmen tritt zu ihr die des

Rhönbasaltes, die nicht nur den Hornblende führenden, sondern auch den davon freien Rhönbasalt und ausserdem die Gesteine vom Rossberg bei Darmstadt, von Ottendorf und vom Hochbohl umfasst.

Verwandtschaftsbild. Um diese zahlreichen Verwandtschaftsbeziehungen überblicken zu können, wird eine graphische Darstellung derselben erwünscht sein. An ein solches Bild lassen sich aber grosse Ansprüche machen, wenn dasselbe alle diese mannigfachen Verbindungen zum Ausdruck bringen soll. Denn streng genommen wäre da den nach den verschiedenen Verhältnissen, nämlich denen der Alkalien-, Alkalimetall- und der Feldspathsubstanzmengen, obwaltenden Beziehungen abweichende Zeichen zu geben, dann würde auch der Frequenz der Verwandtschaftswege Ausdruck verliehen werden müssen, d. h. wie verhältnismässig zahlreich die gefundenen Uebergänge sind, endlich aber würden auch noch die Fälle mittelbarer und unmittelbarer Verwandtschaft und bei ersteren ob mit vollgegliederter oder noch lückenhafter Verbindungskette zu unterscheiden sein. Allen diesen Anforderungen ist aber, gestehe ich, meine graphische Darstellungsgabe nicht gewachsen und sie übermässig anzustrengen, reizt mich die Erwägung nicht, dass jedes solche Bild doch nur ephemeren Wert hat, da jede neu festgestellte Verwandtschaftsbeziehung seine Vervollständigung fordern würde.

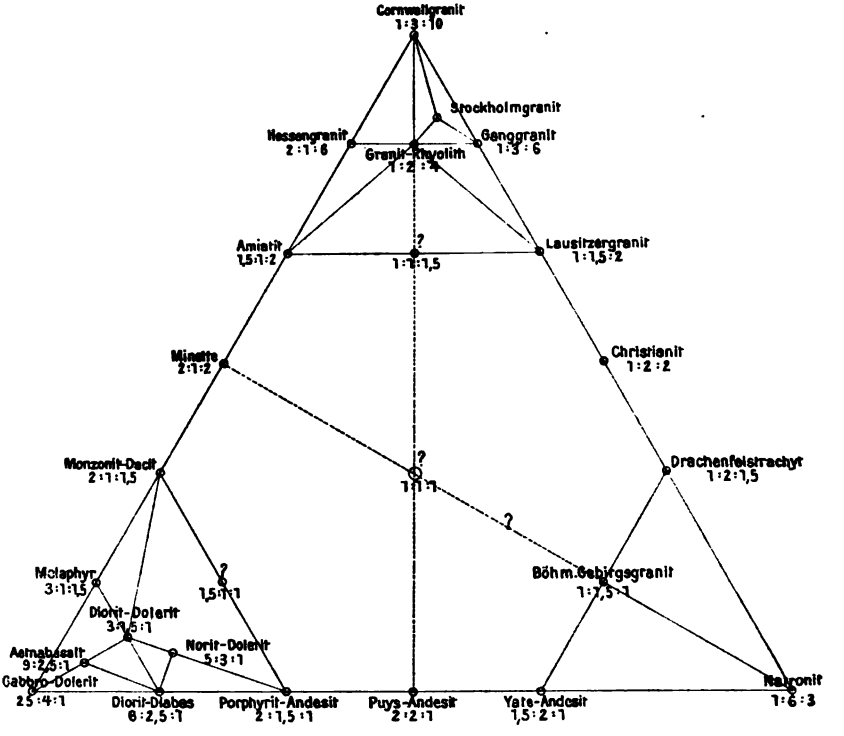
So begnüge ich mich denn damit, umstehendes (pag. 160) Bild der Verwandtschaftsbeziehungen für die Gesteinsgruppen mit gesättigten Magmen zu geben; für die ungesättigten Gesteine würde sich ein ganz entsprechendes, nur viel unvollständigeres Schema aufstellen lassen. Die nähere oder entferntere Stellung der Typenzeichen in demselben soll den Grad der Verwandtschaft andeuten, die zwischen den Typenzeichen gezogenen Leitlinien aber angeben,

Digitized by Google

dass wirkliche Verwandtschaftsbeziehungen in diesen Richtungen beobachtet worden sind.

Die gewählte Anordnung erlaubte, dass sich diese Leitlinien nur in den Orten von Typenzeichen schneiden oder dort, wo die Zeichen für Gruppentypen, die vielleicht noch aufzustellen sind, anzubringen sein würden.

Das Schema stellt also ein gleichseitiges Dreieck dar, dessen Mitteltheil von einem regelmässigen Sechsecke eingenommen wird.



Letzteres halten die Gruppentypen mit Alkalienvormacht besetzt, gesetzmässig so vertheilt auf die Seitenlinien, dass die Uebergänge von einem zum anderen Typus natürlich erscheinen: aus dem Typus Drachenfelstrachyt (1 Ca O : 1 Na_2 O : 1·5 K_2 O) z. B. wird durch Wachsthum der Kalkmenge der Typus böhmischer Gebirgsgranit (1·5 : 2 : 1·5 oder 1 : 1·5 : 1), aus diesem wiederum durch Sinken des Kalis der Typus Yateandesit (1·5 : 2 : 1) u. s. w. Nach den Ecken des Dreiecks zu

Digitized by Google

wächst allmählich die Menge eines der drei Glieder des Alkalienverhältnisses; innerhalb dieser Eckflächen aber lässt sich den Anforderungen der Symmetrie nicht mehr völlig genügen; diese lassen wünschen, dass die Höhenlinien des Dreiecks (und der Eckflächen) die Mengengleichheit für diejenigen beiden Verhältnisglieder zu bedeuten hätten, die gegenüber der in der Ecke symbolisch die Höhe erreichenden Vormachtbase zurücktreten; so bleiben längs der vom Typuszeichen der Minette zu dem des böhmischen Gebirgsgranits gezogenen Höhenlinie die Mengen von Kalk und Kali einander gleich, in der äusseren Eckfläche aber hört diese Bedeutung der Höhenlinie auf. Infolge dessen erscheinen denn auch die Verwandtschaftsbeziehungen von einer der Eckseiten zum Uebrigen unvermittelt, indem doch z. B. zwischen Cornwallgranit und Granitrhyolith einerseits und Hessengranit oder Amiatit andererseits immer erst ein Alkalienverhältnis mit gleichen Mengen von Kalk und Natron eingeschaltet gedacht werden muss. Dieser Anforderung, nämlich dass jene Höhenlinien die betreffenden Gleichheiten bedeuten, lässt sich durch Construction genügen, wenn man an Stelle des Dreieckschemas gleichgrosse Kreise wählt, die um den das Sechseck umschreibenden Kreis symmetrisch so geordnet sind, dass die jenes von den Eckflächen trennenden Seitenlinien auch den in die äusseren Kreise eingeschriebenen Sechsecken angehören; dann fällt die als Gleichheitslinie gedachte Gerade, die auch die 2 Kreismittelpunkte verbindet, mit ihrem Endpunkte zwischen die Typenzeichen von Cornwallgranit und Hessengranit, beziehungsweise die andere zwischen die von Gabbrodolerit und Melaphyr u. s. w. und rechts und links von jeder solchen Linie bleibt beständig je ein bestimmtes Glied des Alkalienverhältnisses im Minimum, während in Richtung ihres oberen Endes das dritte an Menge zunimmt bis zur überwältigendsten Vormacht. Aber symmetrisch erscheint dieses Bild noch weniger als wie das gebotene, indem sich in jedem Aussenkreise alle Gruppentypen bis auf einen auf die eine Hälfte der Kreisfläche zusammendrängen. Das kann unmöglich nur Zufall sein, der uns die Existenz zahlreicher Gesteine, die der anderen Kreishälfte entsprechen würden, bisher verborgen haben sollte. Wir dürfen vielmehr wohl annehmen, dass von da an, wo im Alkalienverhältnisse ein Glied die Vormachtstellung errungen, die Mengenunterschiede der beiden anderen an systematischer Bedeutung verlieren, und zwar um so mehr, je überwältigender die Vormacht sich gestaltet.

Digitized by Google

In dem Verwandtschaftsbilde stellen die Leitlinien von einem zum anderen Typuszeichen die unmittelbaren Verwandtschaftsbeziehungen dar; verfolgen wir mittelst derselben die indirecten Verwandtschaftszweige, so finden wir, dass sich dieselben alle in mehr oder weniger gestreckten Linien und niemals in spitzen Winkeln darstellen; Knickungen sind allerdings gewöhnlich und natürlich desto zahlreicher, je weiter sich die Beziehungen ausdehnen. Mit solchen Knickungen erreichen sie jedoch niemals die im inneren Sechsecke gegenüberliegende Stelle (sie beschreiben keinen ganzen Halbkreis).

Nur in einem Falle ist eine Verwandtschaftsbeziehung zwischen einander auf das Sechseck bezogen gegenüberliegenden Typenzeichen festgestellt worden und scheint da die Vermittlung nicht halbkreisförmig, sondern diametral erfolgt zu sein: es ist das die Verknüpfung von Granitrhyolith und Puysandesit; lassen wir aber solchen Weg durch den Mittelpunkt als gangbar gelten, so kann man auch noch zwei weitere Verwandtschaftsfälle so vermittelt deuten, nämlich den von Puysandesit zu Minette und den von böhmischem Gebirgsgranit durch Minette zu Amiatit, wobei allerdings von der Leitlinie ein rechter Winkel gebildet würde.

Ein Ausfluss dieser allgemein bestätigt gefundenen Erscheinung, die demnach wohl nicht auf Zufälligkeiten oder die Schemaconstruction zurückzuführen ist, sondern der nur Naturgesetze zu Grunde liegen dürften, ist die, dass die an den Eckpunkten des Sechsecks einander gegenüber gelegen eingezeichneten Gruppentypen keine Verwandtschaft zu einander besitzen, also Amiatit nicht zu Yateandesit, Monzonitdacit nicht zu Drachenfelstrachyt, Porphyritandesit nicht zu Lausitzergranit (zwischen diesen beiden liegt allerdings ein sehr fraglicher Verwandtschaftsfall vor, der bei letztgenanntem Typus erwähnt ist); das muss auffallen, da doch andere Verwandtschaftsbeziehungen sich noch weiter erstrecken, wie z. B. die vom Cornwallgranit zum Natronit.

Ferner fällt auf, was auf dem Verwandtschaftsbilde nicht zu erkennen ist, dass zwischen den an den Seiten der Dreiecksspitzen einander gegenüberliegend angegebenen Gruppentypen Hessengranit und Ganggranit, sowie Melaphyr und Dioritdiabas keine Verwandtschaftsbeziehungen nachzuweisen sind.

Hauptergebnis. Die Verwandtschaftsbeziehungen sollen uns nun aber, wie zu Anfang ausgesprochen, darüber belehren, ob die

Digitized by Google

Gruppenbildung naturgemäss sei oder nicht. Als Kennzeichen der Naturgemässheit darf in solchem Falle gelten, dass die nach den Regeln der Gruppenbildung (Systematik) einander nächstgeordneten Gruppentypen sich auch durch die thatsächlichen (pag. 132) Verwandtschaftbeziehungen am innigsten verknüpft erweisen.

Auf solchen Beweisversuch haben natürlich alle schon gerügten Mängel des Materials grossen Einfluss und kann ihm in Hinblick auf die von der Zukunft erhoffte Besserung und Mehrung desselben nur eine vorübergehende Bedeutung zuerkannt werden; aber im allgemeinen, im grossen und ganzen wird man ihm doch auch jetzt Beweiskraft zuerkennen dürfen.

Beschränken wir uns auf das gegenüber den andersartigen Verbindungsbelegen schon an Masse vorwaltende, aber auch hierfür besonders geeignete Beweismaterial, nämlich die aus den Alkalienverhältnissen von den Gruppentypen abweichender Bauschanalysen nachgewiesenen Verwandtschaftsbeziehungen zwischen den Gruppen gesättigter Gesteine, so sind das bei 616 Bauschanalysen im ganzen 316 Fälle, also angenähert die Hälfte. Diese grosse Antheilzahl könnte den Wert der Gruppentypen in systematischer Beziehung sehr fraglich erscheinen lassen, wenn es nicht schon bekannt wäre, dass solche Abweichungen sich für die einzelnen Gesteinsvorkommen wieder zu compensiren pflegen und das Mittel aus den Analysen von anormaler Gesteinsfacies meist wieder auf das normale Gestein hinweist.

Von diesen 316 Verwandtschaftsfällen sind nun zwei Drittheile (211) solche von unmittelbarer Verwandtschaft, d. h. von einer Gruppe zu den ihr im Verwandtschaftsbilde nächststehenden Typen überleitende, und nur ein Drittheil (105) solche von indirecter Verwandtschaft, wobei die Verwandtschaft z. B. von Lausitzergranit zu Amiatit auch als eine durch den allerdings noch fraglichen Gruppentypus 1 : 1 : 1·5 vermittelte galt.

Daraus wird man deutlich erkennen, dass das empfohlene Gruppensystem den natürlichen Verhältnissen keine Gewalt anthut.

Bei der Mehrzahl der Gruppen bleibt die Zahl der indirecten Verwandtschaftsfälle beträchtlich hinter derjenigen der directen zurück und nur bei drei, durch ungewöhnlich grosse Variabilität der Analysen auffallenden Gruppen überwiegen letztere, nämlich bei Monzonitdacit, Christianit und böhmischem Gebirgsgranit.

Digitized by Google

Aus der Ausdehnung der immer nur nach den Schwankungen der Alkalienverhältnisse bestimmten Verwandtschaftskreise ist mir ebensowenig gelungen auf die Natur der Gruppentypen Schlüsse zu ziehen, wie aus der verhältnismässigen Mannigfaltigkeit in den Alkalienverhältnissen (Variabilität) der zu jeder Gruppe gehörigen Bauschanalysenkreise. Die grösste Absonderung zeigt die Gruppe des Hessengranits; von ihren 17 Bauschanalysen variirt auch nicht eine einzige soweit, dass sie das Alkalienverhältnis eines anderen Typus ergibt (umgekehrt aber zeigen den Hessengranittypus viele Analysen der Gruppen Cornwallgranit, Granitrhyolith, Stockholmgranit, Lausitzergranit u. a. m.); die Ausdehnung des von seinen eigenen Analysen gegebenen Verwandtschaftskreises, sowie auch die Variabilität seiner Analysen in den Alkalienverhältnissen ist also gleich Null. Dagegen erstreckt sich jenes für den Porphyritandesit auf 12 Gruppentypen und erreicht diese dabei 77 Procent. Die Procentzahlen der von den typischen Alkalienverhältnissen abweichenden Analysen sind im nachstehenden den einzelnen Gruppentypen in Klammern beigefügt und diese selbst nach der Ausdehnung ihrer Verwandtschaftskreise angeordnet: auf nur 1 anderen Typus erstrecken sich die Verwandtschaftsbeziehungen bei Natronit (11 Procent der Bauschanalysen weichen vom Typus ab), Drachenfelstrachyt (60) und Melaphyr (25), auf 2 bei Amiatit (20) und Yateandesit (40), auf 3 bei Gabbrodolerit (20), auf 4 bei Cornwallgranit (36), Minette (47) und Noritdolerit (40), auf 5 bei Aetnabasalt (64), Puysandesit (64) und Stockholmgranit (60), auf 6 bei Ganggranit (45), auf 7 bei böhmischem Gebirgsgranit (82) und Dioritdiabas (61), auf 8 bei Granitrhyolith (66), Christianit (64) und Dioritdolerit (66), auf 9 bei Lausitzergranit (79) und Monzonitdacit (75), auf 12 endlich, wie schon angegeben, beim Porphyritandesit (77).

Gauverwandtschaften. — Bei Betrachtung der indirecten Verwandtschaften der Gesteinstypen habe ich erwähnt, wie man sich solche entstanden denken könne durch Steigen oder Sinken der Menge eines der Alkalienverhältnisglieder. Diese Auskunft soll jedoch nur der Vorstellung ein Hilfsmittel bieten und wird an sich vielleicht den Chemiker, aber gewiss nicht den Geologen befriedigen. Die Bedingungen der Verwandtschaftsbande, die Causalität dieser Beziehungen werden uns wohl noch lange ein Geheimnis bleiben, dessen dichte Schleier stückweise zu zerreissen angestrengter Forschung aber

Digitized by Google

hoffentlich doch noch gelingen wird. An dem einen Schleierzipfel, den ich im folgenden empfehlen möchte zu diesem Zwecke anzufassen, ist mir selbst allerdings nicht gelungen die Hülle wegzuziehen und Licht in das Dunkel eindringen zu lassen, was aber mir fehlgeschlagen, wird kenntnisreicheren Fachgenossen vielleicht ein Leichtes sein, denn trotz meiner Erfolglosigkeit habe ich doch den Eindruck gewonnen, dass der Versuch bei genügendem geologischen Wissen und zuverlässigem Analysenmaterial gelingen könne.

Es wird nämlich einem aufmerksamen Beobachter der Verwandtschaftsbeziehungen wohl schon aufgefallen sein, dass die Gesteinsvorkommen eines beliebigen Landstriches, einer besonderen Region, auch wenn sie verschiedenen Gesteinstypen entsprechen, sich doch meist verwandt zu einander erweisen und so die Verwandtschaft der Typen selbst vermitteln. Ich will diese Erscheinung als regionale oder Gauverwandtschaft bezeichnen. Als Beispiele derselben begnüge ich mich zunächst nur folgende anzuführen:

In Tirol besitzen nicht nur, wie pag. 141 dargelegt, der Porphyr Westtirols und der Orthophyr von Predazzo ziemlich übereinstimmenden Bestand, sondern es zeigt sich ihnen darin auch der Syenit von Monzoni (pag. 152) verwandt; zu diesem hat aber wiederum der Melaphyr von Mulatto verwandtschaftliche Beziehungen, wie aus nachstehenden Werten der Quotienten von Feldspathstubstanzverhältnissen zu ersehen ist, und letzterem schliessen sich dann die gangförmigen Melaphyre an.

	I.	II.	III.	IV.	V.	VI.
Monzoni, Syenit . .	0·40	0·94	0·44	0·70	1·41	1·33
Mulatto, Melaphyr .	0·31	0·82	0·41	0·88	1·95	1·60
„ „ gangf.	0·35	1·69	0·18	1·40	2·23	3·77
Grödnerthal . . .	0·49	35·95	0·01	1·95	2·00	72·17

In den Euganaeen gehören der sogenannte Liparit und der Oligoklastrachyt beide zur Natronitgruppe, in den Werten von Quotient V (Kalk- und Kalifeldspathverhältnis) aber stimmen wiederum der dortige Trachyt vom Drachenfelstypus und der Oligoklastrachyt fast überein (0·68 und 0·69).

In der Auvergne nähern sich Domit, Hornblendeandesit und Doleritlava in den Werten des Quotienten II bedeutend, während diese bei den 3 zugehörigen Gruppentypen zwischen 0·00 und 0·81 schwanken.

Digitized by Google

bezüglich des Quotienten I aber findet eine ähnliche Uebereinstimmung zwischen Domit, Hornblende- und Augitandesit statt.

Für die Gesteine Islands haben wohl derartige Verwandtschaftsbeziehungen Bunsen's Zweiherdtheorie veranlasst.

Auch vom oberrheinischen Gebiete müssen die Züge der Gauverwandtschaft auffallen. Auf pag. 137 ist schon erwähnt, dass die granitischen Gesteine der Vogesen und Badens (Granit, Granitporphyr und Granophyr der Vogesen, Granit von Baden und vom Ameisenbühl) innige Beziehungen zu einander erkennen lassen; dem Granitporphyr der Vogesen aber zeigt sich (im Quotienten IV) die Minette und dieser wiederum der sogenannte Syenit von Heidelberg verwandt, und letzterem stehen die Diorite dieser Region wahrscheinlich nicht fern, wie wenigstens die Werte der III. Quotienten vermuthen lassen.

Dass diese Gaue alle geologischen Zeiträume hindurch in sich geschlossen und von den anderen abgegrenzt bestanden hätten, möchte ich allerdings nicht behaupten, sondern ich denke, dass ähnlich wie politische Provinzen im Laufe der Zeiten einmal zu diesem und dann zu jenem Nachbarlande gehört haben, auch die geologischen Gaue ganz oder zum Theil zeitweise der einen, zeitweise der anderen Nachbarregion angeschlossen, zeitweise aber auch nach allen Seiten abgesondert waren. So mag der Thüringerwald zur Zeit der Eruption seiner Granitporphyre sich dem Harzgau angeschlossen haben, mit dessen Granit jener gleichen Typus zeigt, zur Zeit seiner Porphyre und Porphyrite aber vom Harz abgesondert, dagegen noch mit dessen östlichen Vorlanden verbunden gewesen sein, wie Aehnlichkeiten mit den Gesteinen des sogenannten Magdeburger Uferrandes andeuten.

Für diese Gauverwandtschaften möchte ich jedoch das Interesse nicht nur deshalb erwecken, weil sich vorzugsweise in diesen regional vergesellschafteten Gesteinsvorkommen die Verwandtschaftsbande der Gruppentypen verknüpfen und verschlingen, also aus dem Studium auf beschränktem Raume unsere Kunde der Verwandtschaftskreise bedeutend erweitert wird, sondern auch und ganz besonders deswegen, weil ihre eingehende Erforschung uns verspricht, die Umstände und Bedingungen dieser Anknüpfungen kennen zu lernen; wo die Knoten geschürzt worden sind, wird man auch am ehesten herausfinden, wie und warum die Fäden verschlungen wurden.

Und sollten auch die ersten Ergebnisse solcher Forschung unscheinbar sein, so würde man doch wohl dabei schon ermessen

Digitized by Google

können, ob dieser Weg gangbar sei und ob er zu weiteren Zielen zu führen verspreche.

Deshalb möchte ich empfehlen, die Gaugenossenschaften von Gesteinen zunächst darauf hin zu prüfen, ob und wie dieselben die Richtungen der Verwandtschaftsbeziehungen beeinflussen. Meine Gedanken wird folgendes Beispiel deutlicher erscheinen lassen. Jeder Gruppentypus hat Verwandtschaftsbeziehungen zu durchschnittlich 4—5 anderen Typen; sind nun in einem Gau 5 verschiedene Gruppentypen vertreten, so fragt es sich: sind aus der ganzen Zahl möglicher Verwandtschaftsbeziehungen nur die zwischen diesen 5 Typen vermittelnden vorhanden oder finden sich noch solche, die auf innerhalb des Gaues nicht selbständig auftretende Gruppentypen hinweisen? Im ersteren Falle würde die Gaugenossenschaft die Zahl der nach seinem Gruppentypus möglichen Verwandtschaftsbeziehungen für jedes betreffende Gesteinsvorkommen mindern und deren Richtung bestimmen.

Um dies zu entscheiden, muss man die Gesteinsvorkommen solcher Regionen befragen, deren petrographische Verhältnisse schon soweit erforscht sind, dass die fernere Entdeckung von Gesteinen wesentlich abweichenden Bestandes in ihnen ganz unwahrscheinlich ist.

Als ein solcher Gau erschien mir der Harz.

Der chemische Typus seines ältesten Eruptivgesteins, des Diabases, ist leider des stark verwitterten Zustandes wegen nur unsicher zu bestimmen; letzterer hat auch bewirkt, dass sich zwei von den noch benutzbaren Diabasanalysen „entsättigt" von Kieselsäure zeigen, was unter den der Betrachtung unterworfenen Analysen von Harzgesteinen nur noch bei einer von Keratophyr der Fall ist; die Verwandtschaft mit dem Harzgabbro tritt aber nicht allein darin hervor, dass beide unterschiedene Gesteine nach dem derzeitigen Befunde demselben Typus (Gabbrodolerit) folgen, sondern auch bei Vergleichung von einzelnen Analysen, wie z. B.:

	SiO_2	Quot. IV.	VI.
Diabas (Roth, **73,** 11) . . .	47·36	1·72	2·06
Gabbro („ **69,** 3) . . .	49·17	1·72	2·00

Während sich aber die 5 Analysen von Diabas alle innerhalb ihres Gruppentypus und des nächstverwandten Aetnabasalt halten, finden wir unter den 8 Gabbroanalysen auch solche mit den Alkalienverhältnissen des Dioritdiabases und -Dolerites. In letzterem Typus

Digitized by Google

begegnen sich seine Verwandtschaftsbeziehungen mit denen des Harzmelaphyrs, und zwar ebensowohl des decken- wie des gangförmigen, die beide ja einander so nahe verwandt sind, dass die Berechtigung ihres Getrennthaltens fraglich ist.

	SiO_2	Alkalienverhältnis
Gabbro (Roth, **84,** 1)	53·39	3·86 : 1·53 : 1
Melaphyr (Roth, **61,** 10) . . .	57·72	4·01 : 1·06 : 1
Schwarzer Porphyr (Roth, **61,** 2)	56·51	2·70 : 1·04 : 1

Vom Melaphyr leitet die Verwandtschaftsreihe weiter zum sogenannten Glimmermelaphyr, also zum Typus Minette, und damit auch zum Porphyrit über, wie schon die Alkalienverhältnisse der Analysenmittel andeuten:

Melaphyr, deckenförmig .	3·0 : 1 : 1·1
„ gangförmig . .	2·7 : 1 : 1·1
Glimmermelaphyr . . .	2·6 : 1 : 2·7
Porphyrit	1·2 : 1 : 1·3

wozu das Mittelglied vom Monzonitdacittypus allerdings bis jetzt nur in einer Porphyritanalyse mit dem Alkalienverhältnisse 1·7 : 1 : 1·2 gegeben ist. Vom Porphyrit aus kann man die Verwandtschaft sowohl zum rothen Porphyr (vom Hessengranittypus) verfolgen, als auch die zum grauen Porphyr und Granit, erstere mittelst des Alkalienverhältnisses der Analysenmittel, letztere mit Hilfe einzelner Analysen:

	SiO_2	Alkalien-verhältnisse	Feldspathsubstanz-verhältnisse	Quot. I
Porphyrit (Roth **61,** 3) .	61·97	1 : 1·84 : 2·93	1 : 3·14 : 3·50	0·84
Grauer Porph. (Roth **61,** 8)	63·55	1 : 1·23 : 2·88	1 : 2·17 : 3·55	1·12
Granit, Mittelzahl . . .	74·02	1 : 1·75 : 3·42	1 : 2·69 : 4·08	1·10

Der Harzgranit aber zeigt nun einen sehr ausgedehnten Verwandtschaftskreis, nämlich zu Hessen-, Cornwall-, Gang- und Lausitzergranit, zu Christianit und zu den noch nicht durch Gruppen vertretenen Typen 1 : 1 : 1·5 und 1 : 1 : 1 oder sogar über letzteren hinaus (Granit von Meineckenbeck 1·17 : 1·02 : 1) halbwegs zum Puysandesit. Erinnern wir uns nun, dass der Gabbro eine anscheinend weiterer Ziele entbehrende Verwandtschaftsbeziehung zum Dioritdiabas zeigte, von dem aus zum Puysandesit nur noch das Mittelglied des Porphyritandesits fehlt, so liegt der Gedanke nahe, dass auf diesem Wege und nicht auf dem durch viel jüngere Eruptiv-

Digitized by Google

gesteine vertretenen und durch den Minettetypus führenden die Verwandtschaft der älteren Gesteine vermittelt worden sei (der chemische Typus der in der sogenannten Grunder Grauwacke in Geröllform gefundenen Eruptivgesteine ist mir nicht bekannt, ihre Gaugenossenschaft ja auch fraglich). Von den übrigen genannten Verwandtschaftsbeziehungen des Harzgranites erklärt sich diejenige zum Hessengranit durch die Existenz des rothen Porphyrs; für diejenigen zum Gang- und Lausitzergranit aber kommt zunächst der sogenannte Kersantit in Frage, der nach seiner vereinzelten Analyse zur Lausitzergranitgruppe gehört, sich jedoch zugleich in den Feldspathsubstanzverhältnissen der Norm des Ganggranites fügt, so dass erst weitere Analysen Sicherheit über seine Gruppenzugehörigkeit verschaffen können, dann aber auch der sogenannte Keratophyr. Der chemische Typus dieses Gesteinsvorkommens schwebt jedoch leider noch ganz in der Luft; von seinen 3 wenigst verdächtigen Analysen zeigen 2 das Alkalienverhältnis des Ganggranites mit sehr bedeutender Annäherung an dasjenige des Christianits (ziemlich gleiche Mengen von Natron und Kali), das dritte entsättigte aber, sowie das Mittel aller drei dasjenige des Natronits, Hier ist also ebenfalls die Entscheidung zur Zeit unmöglich!

Für die Verwandtschaftsbeziehung zum Cornwallgranit lässt sich die Möglichkeit denken, dass generell alle Magmen mit Vormacht nur eines der Alkalienverhältnisglieder durch verwandtschaftliche Bande an denjenigen Typus geknüpft seien, der die Vormacht am überwältigendsten zeigt.

Wie zu ersehen, ist also, abgesehen von letzterwähntem, durch ausgedehntere Forschungen zu bestimmenden Punkte, mein Versuch nur an der Unzuverlässigkeit des Analysenmaterials und an dem Mangel von besserem solchen gescheitert; es wäre aber wohl zu wünschen, dass von kenntnisreicheren Fachgenossen der Versuch für andere geologische Regionen wiederholt würde.

Digitized by Google

V. Notizen.

Zur genauen Kenntnis der Phonolithe des Hegaus.

Im Anschluss an die von Herrn Cushing und mir publicirte Arbeit[1]) möchte ich noch eine Reaction am Dünnschliff erwähnen, welche ich inzwischen nach der kürzlich von Lemberg[2]) angegebenen Methode ausgeführt habe und welche geeignet ist, zur Erkenntnis der chemischen Zusammensetzung der Nosean-Hauynmineralien in den Phonolithen des Hegaus beizutragen. Ein Dünnschliff des Noseanphonolithes vom Pleeren wurde zu diesem Behufe mit der l. c. ausführlicher beschriebenen Lösung von salpetersaurem Silber in verdünnter Flussäure behandelt; nach etwa 5 Minuten lang andauernder Einwirkung derselben zeigten sich die kleinen Noseane der Grundmasse gleichmässig mit einer braunen Schicht von Schwefelsilber bedeckt. Die grösseren Krystalle von Hauyn dagegen liessen nur am Rande einen braunen Saum, in ihrer Hauptmasse aber keine Färbung erkennen und auch nach längerer Exposition am Tageslicht nahmen sie den charakteristischen violetten Ton des Chlorsilbers nicht an, ein Beweis für das Fehlen von Chlor und Schwefel in den inneren Partien letzterer Krystalle. Wenn man dieses Verhalten mit dem in der oben citirten Arbeit beschriebenen Verhalten der beiden Mineralien beim Glühen vergleicht, so zeigt sich vollständige Uebereinstimmung, und der mikrochemisch nachgewiesene Gehalt an Schwefel beweist, dass diejenige Substanz, welche nach dem Glühen die blaue Farbe besitzt, schwefelhaltig, also wahrscheinlich Ultramarin ist und dass die Noseansubstanz farbloses Ultramarin in isomorpher Beimischung enthält. E. Weinschenk.

[1]) H. P. Cushing und E. Weinschenk, Zur genauen Kenntnis der Phonolithe des Hegaus. Diese Mitth. XIII, 118.

[2]) J. Lemberg, Zur mikrochemischen Untersuchung einiger Minerale. Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1892, 224.

Digitized by Google

VI. Literatur.

Krystallographie, Physik, Chemie.

Bodländer G.: Das Verhalten von Molecularverbindungen bei der Auflösung. — Zeitschr. f. phys. Chemie. IX, 6, 1892.

Fock A.: Beiträge zur Kenntnis der Beziehungen zwischen Krystallform und chemischer Zusammensetzung. — Zeitschr. f. Kryst. etc. XX, 5, 1892.

Goldschmidt V.: Zur graphischen Krystallberechnung. — Zeitschr. f. Kryst. etc. XX, 2, 1892.

Gooch F. A.: Some Convenient Forms of Laboratory Apparatus. — Am. Journ. of Sc. Vol. XLIX, 1892.

Gooch F. A. und Phinney J.: The quantitative Determination of Rubidium by the Spectroscope. — Am. Journ. of Sc. XLIV, Nov. 1892.

Grün G.: Beiträge zur Kenntnis der Permanganate. — Inaugural-Dissertation. Prag 1892.

Kenngott A.: Ueber die Formel der Turmaline. — Neues Jahrb. f. Min. 1892, II.

Landolt H. und Jahn H.: Ueber die Molecularrefraction einiger einfacher organischer Verbindungen für Strahlen von unendlich grosser Wellenlänge. — Sitz.-Ber. Akad. Berlin 1892.

Lemberg J.: 2. Zur mikrochemischen Untersuchung einiger Minerale. — Zeitschr. d. deutschen geol. Ges. Jahrg. 1892.

Luzi W.: Ueber künstliche Corrosionsfiguren am Diamanten. — Ber. d. deutschen chem. Ges. Jahrg. XXV, Heft 14.

Miers H. A.: A Student's Goniometer. — Miner. Magazin. Vol. IX, Nr. 43, 1887.

Derselbe: The Tetartohedrism of Ullmannite. — Miner. Magazin. Vol. IX, Nr. 43, 1890.

Mügge O.: Ueb. d. Krystallform eines neuen trikl. Doppelsalzes, $Mn\,Cl_2 . KCl . 2\,aq$ und Deformationen desselben. — Neues Jahrb. f. Min. etc. 1892, Bd. II.

Penfield S. L.: On the crystallography of the Caesium-Mercuric halides. — Am. Journ. of Science. Vol. XLIV, Sept.-Oct. 1892.

Pockels Fr.: Ueber die Aenderung des optischen Verhaltens von Alaun und Beryll durch einseitigen Druck. — Neues Jahrb. f. Min. etc. Beilagebd. VIII, 1892.

Thaddeef K.: Bemerkungen über einige Reactionen zum Bestimmen der Mineralien. — Zeitschr. f. Kryst. XX, 4, 1892.

Traube H.: Ueber die Krystallform einiger Lithiumsalze. — Neues Jahrb. f. Min. 1892, II.

Derselbe: Ueber die Krystallformen optisch einaxiger Substanzen, deren Lösungen ein optisches Drehungsvermögen besitzen. — Nachr. Ges. Wiss. u. Univ. Göttingen. 1892, Nr. 10.

Wells H. L.: On the Caesium-Mercuric halides.

Wells H. L. and Wheeler H. L.: Penfield S. L., On the alkalimetal Pentahalides; with their crystallography. — Am. Journ. of science. Vol. XLIV, July 1892.

Digitized by Google

Wells H. L. and Wheeler H. L., Penfield S. L.: On the Rubidium and Potassium trihalides; with their crystallography. — Am. Journ. of science. Vol. XLIII, June 1892.

Wells H. L. and Wheeler H. L.: Penfield S. L., I. On some double halides of silver and the Alkali-metals; with their crystallography. II. On the Caesium and Rubidium Chloraurates and Bromaurates; with their crystallography. — Am. Journ. of. science. Vol. XLIV, Aug. 1892.

Wiesner J.: Ueber den mikroskopischen Nachweis der Kohle in ihren verschiedenen Formen und über die Uebereinstimmung des Lungenpigmentes mit der Russkohle. — Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien. Math.-naturw. Cl. Bd. CI, Abth. I, März 1892.

Wiik Fred. Joh.: Utkast till ett kristallokemiskt Mineralsystem. I. Silikaterna. Acta societatis scient. Fennicae. Tom. XIX, Nr. 14.

Williams G. H.: Note on Crystals of Metallic Cadmium. — Am. Chem. Journ. Vol. XIV, Nr. 4, 1892.

Mineralogie.

Arzruni A.: Vergleichende Untersuchungen der Smaragde von Alexandrien, vom Gebel Sabara und vom Ural. — Zeitschr. f. Ethnologie. 1892.

Barvíř Heinr. Dr.: Beiträge zur Morphologie des Korund. — Ann. d. k. k. naturh. Hofmuseums. Bd. VII, Heft 3.

Brauns R.: Albit, Analcim, Natrolith, Prehnit und Kalkspath, Verwitterungsproducte eines Diabases von Friedensdorf bei Marburg — Neues Jahrb. f. Min. etc. Bd. II, 1892.

Brezina A.: Cliftonit aus dem Meteoreisen von Magura. — Ann. d. k. k. naturh. Hofmuseums. Bd. IV, 1889.

Derselbe: Ueber die Krystallform des Uranothallit. — Ann. d. k. k. naturh. Hofmuseums. Bd. V, Heft 4, 1890.

Doss B.: Ueber eine zufällige Bildung von Pseudobrookit, Hämatit und Anhydrit als Sublimationsproducte und über die systematische Stellung des ersteren. — Zeitschr. f. Kryst. etc. XX, 6, 1892.

Franco P.: Sull' Analcime del Monte Somma. — Giornale di Min. etc. Fasc. 3, Vol. III, 1892.

Haworth E.: Notes on Missouri Minerals. I. Melanite in a Basic Dike Rock. II. Limonite Pseudomorphous after Calcite. — Proc. Canad. Ac. of Sc. 1891.

Hobbs W. H.: Note on Cerussite from Illinois and Wisconsin. — Wisc. Ac. Sc.

Derselbe: Notes on Some Pseudomorphs from the Taconic Region. — Am. Geologist. Vol. X, July 1892.

Laspeyres H. und Busz K.: Mittheilungen aus dem mineralogischen Museum der Universität Bonn. V. Theil. — 24. Haarförmiger und gestrickter Kupferkies von dem Heinrichssegen, Müsen. — 25. Beyrichit von der Lammerichskaule, Siegen. — 26. Zwillinge von Kobaltglanz von der Wingertshardt, Siegen. — 27. Nickelhaltiger Eisenkies von dem Heinrichssegen, Müsen. — 28. Skorodit von Lölling. — 29. Pyrargyrit von Mexiko. — 30. Anatas von Bourg d'Oisans, Dauphiné. —

Digitized by Google

31. Diopsid von Achmatowsk. — 32. Schwefel von Milo. — 33. Schwefel von Roisdorf, Bonn. — 34. Schwefel von Bassick, Vereinigte Staaten von Nordamerika. — 35. Schwefel von Conil, Spanien. — Zeitschr. f. Kryst. etc. XX, 6, 1892.

Luedecke O.: Ueber Heintzit und seine Identität mit Hintzeit und Kaliborit. — 1892.

Miers H. A.: Orpiment. — Min. Magazin. Vol. X, Nr. 45, 1892.

Miers H. A. und Prior G. T.: Danalite from Cornwall. — Min. Magazin. Vol. X, Nr. 45, 1892.

Penfield S. L. and Pearce S. H.: On Polybasite and Tennantite from the Mollie Gibson Mine in Aspen, Collorado. — Am. Journ. Sc. Vol. XLIV, July 1892.

Pjatnitzky P.: Ueber Rothspiessglanzerz. — Zeitschr. f. Kryst. etc. XX, 5.

Sandberger F. v.: Ein Nocerin ähnliches Mineral von Arendal in Norwegen. — Neues Jahrb. f. Min. etc. Bd. I, 1892.

Derselbe: Bemerkungen über einige Mineralien ans dem Fichtelgebirge. 1. Titaneisen. 2. Manganspath von Arzberg. 3. Margarodit. 4. Chlorit nach Orthoklas vom Strehlenberge bei Redwitz. 5. Quarz nach Orthoklas vom Strehlenberge. 6. Lithionglimmer von Tröstau bei Wundsiedel. — Neues Jahrb. f. Min. etc. Bd. II, 1892.

Derselbe: Uebersicht der Mineralien des Regierungsbezirkes Unterfranken und Aschaffenburg. — Geognost. Jahresh. IV. Jahrg. Cassel 1892.

Schalch F.: Ueber ein neues Coelestinvorkommen im Jura des badischen Oberlandes. — Mitth. d. Bad. geol. Landesanstalt. Bd. II, 1892.

Wells H. L. and Penfield S. L.: On Herderite from Hebron, Maine. — Am. Journ. of Sc. Vol. XLIV, Aug. 1892.

Williams G. H.: 4. Anatas from the Arvon Slate Quarries, Buckingham Co., Va. — Am. Journ. of Sc. Vol. XLII, Nov. 1891.

Zimanyi K.: Mineralogische Mittheilungen. 1. Baryt von Lunkany. 2. Cerussit von Kis-Muncsel. 3. Baryt vom Kl.-Schwabenberg. — Földtani Közlöny. XXII, 1892.

Petrographie und Geologie.

Andreae A.: Bemerkungen über die Porphyrbreccie von Dossenheim und das Rothliegende bei Heidelberg. — 1892.

Andreae A. und Osann A.: Tiefencontacte an den intrusiven Diabasen von New-Jersey. — Verh. d. naturh.-med. Ver. zu Heidelberg. N. F., Bd. V, 1. H., 1892.

Berghell Hugo: Huru bör Tammerfors — Kangasala åsen uppfattas? — Fennia 5, 3.

Derselbe: Geologiska iakttagelser längs karelska järnvägen II. — Fennia 5, 2.

Brezina A.: Darstellung von Meteoriten auf antiken Münzen. — Monatsbl. d. numismat. Ges. Wien 1889, Mai, Nr. 70.

Derselbe: Urgeschichtliche Meteorite. — Mitth. d. anthropol. Ges. Wien. Bd. XVII, Nr. 8, December 1887.

Derselbe: Ueber das Eisen von Wolfsegg. — Allgem. Bergmannstag, Wien 1888.

Derselbe: Untersuchungen der Herren Berthelot und Friedel in Paris über das Meteoreisen von Magura. — Ann. d. k. k. naturh. Hofmuseums. Bd. V, 1890.

Derselbe: Wie wachsen die Steine? — Verein z. Verbr. naturw. Kenntnisse. Wien, XXX. Jahrg., 17. H., 1890.

Digitized by Google

Brezina A.: Ueber Meteoreisen, seine Unterschiede vom künstlichen Eisen und über das Schneiden des ersteren. — Oest. Zeitschr. f. Berg- und Hüttenwesen. XXXVIII, Jahrg. 1890.

Busatti L.: I Porfidi della miniera di Tuvois nel Sarrabus (Sardegna). — Atti della Soc. Tosc. di Sc. Nat. Memorie. Vol. XII, 1892.

Cohen E.: Meteoreisenstudien. II. — Ann. d. k. k. naturhist. Hofmuseums. Bd. VII, Heft 3, 1892.

Cross W.: Post-Laramie Deposits of Colorado. — Am. Journ. of Sc. Vol. XLIV, Juli 1892.

Culver E. G.: On a little Known Region of Northwestern Montana. — Transactions of the Wisconsin Ac. Sc. Vol. VIII, 30. Dec. 1891.

Culver G. E. and Hobbs W. H.: On a New Occurrence of Olivine Diabase in Minnehaha County, South Dacota. — Transact. Wisconsin Ac. Sc. Vol. VIII, 30. Dec. 1891.

Daubrée: Recherches expérimentales sur le rôle possible des gaz à hautes températures doués de très fortes pressions et animes d'un mouvement fort rapide dans divers phénomènes géologiques. — Bull. soc. géol. de France. 3e série, tome XIX, 1891.

Derby O. A.: On Nepheline-Rocks in Brazil. — Part II. The Tingua-Mass. — Quart. Journ. of the Geol. Soc. Vol. 47, Mai 1891.

Derselbe: On the Separation and Study of the Heavy Accessories of Rocks. — Proceedings of the Rochester Ac. of Sc. Vol. I, 1891.

Doss B.: Reiseskizzen aus Schweden und Norwegen, nebst Glacialerscheinungen bei Dresden. — Ges. Isis. Dresden 1891, Abh. 9.

Duparc L.: Composition de quelques schistes ardoisiers. — Arch. d. Sc. phys. et nat. Genève. Tome XXII, pag. 462, Nov. 1889.

Derselbe: Recherches sur la protogine du Mont-Blanc et sur quelques granulites filoniennes qui la traversent. — Ebenda. Tome XXVII, Nr. 6, Juni 1892.

Felix J. und Lenk H.: Ueber die tektonischen Verhältnisse der Republik Mexico. — Zeitschr. d. D. geol. Ges. 1892.

Friese F. M. R. v. und Göbl W.: Geologisch-bergmännische Karte mit Profilen von Joachimsthal nebst Bildern von den Erzgängen in Joachimsthal und von den Kupferkieslagerstätten bei Kitzbüchel. — Wien 1891.

Graeff Fr.: Zur Geologie des Kaiserstuhlgebirges. (Mit einer geolog. Karte und 3 Profilen.) Mitth. d. Grossh. Bad. geolog. Landesanstalt. Bd. II, 14, 1891.

Grubenmann U.: Ueber Gesteine des granitischen Kerns im östlichen Theile des Gotthardmassivs. — Mitth. d. Thurg. naturf. Ges. 10. Heft, 1892.

Haworth E.: Prismatic Sandstone from Missouri. — Abdruck aus Proc. Canad. Ac. of Sc. 1891.

Derselbe: The Age and Origin of the Crystalline Rocks of Missouri. — Geol. Survey of Missouri. Bull. Nr. 5, Juli 1891.

Hobbs W. H.: Some Metamorphosed Eruptives in the Crystalline Rocks of Maryland. — Transact. Wisc. Ac. Sc. Vol. VIII, 10. Nov. 1890.

Hobson B.: An Irish Augitite. — Geol. Magazine. August 1892.

Derselbe: On the Basalts and Andesites of Devonshire, Known as „Feldspathic Traps". — Quart. Journ. of the Geol. Soc. Vol. XLVIII, pag. 496, 1892.

Digitized by Google

Hocks W.: Der Froschberg im Siebengebirge. — Jahrb. d. kön. preuss. geol. Landesanstalt f. 1891.

Iddings J. P.: The Origin of Igneous Rocks. — Bull. Phil. Soc. Washington. Vol. XII, pag. 89, May 1892.

Jahn J. J.: Vorläufiger Bericht über die Dendroiden des böhmischen Silur. — Sitzungsber. Akad. Wien. Bd. CI, Abth. 1, Juli 1892.

Jimbō K.: General geological sketch of Hokkaidō, with special reference to the Petrography. — Satporo, Hokkaidō, Japan 1892.

Kerner F. v.: Die letzte Vergletscherung der Centralalpen im Norden des Brenner. — Mitth. Geogr. Ges. Wien 1890, Heft 5 und 6.

Lang O.: Ueber zeitlichen Bestandwechsel der Vesuvlaven und Aetnagesteine. — Zeitschr. f. Naturw. 65. Bd., 1892.

Derselbe: Das Mengenverhältnis von Calcium, Natrium und Kalium als Vergleichungspunkt und Ordnungsmittel der Eruptivgesteine. — Bull. de la Soc. Belge de Geol. Tome V, September 1892.

Derselbe: Note sur l'elimination des matières organique de l'eau. — Bull. de la Soc. Belge de Géol. de Paléont. et d'Hydrolog. Tom. V, année 1891, 1. December.

Langsdorff W.: Beiträge zur Kenntnis des nordwestlichen Oberharzes, insbesondere in der Umgebung von Lautenthal und im Innerstethal. (Nebst einer Karte.) — Jahrb. d kön. preuss. geol. Landesanstalt f. 1889.

Linck G.: Geognostische Beschreibung des Thalhorn im oberen Amariner Thal. — Mitth. d. geol. Landesanstalt von Elsass-Lothringen. Bd. IV, H. 1, 1892.

Loewinson-Lessing F.: Note sur les Taxites et sur les Roches clastiques volcaniques. — Bull. Soc. Belge de Géol. Tom. V, 1891.

Marenzeller E. v.: Ueber den modernen Apparat zur Erforschung von Meerestiefen. — Verh. zool.-bot. Ges. Wien 1890.

Matteucci R. V.: Note geologiche e studio chimico-petrografico sulla regione trachitica di Roccastrada in provincia di Grosseto. — Boll. soc. Geol. Ital. Vol. X, Fasc. 4, 1892.

Merrill G. P.: Preliminary handbook of the Department of Geology of the U. S. National Museum. — Rep. of the U. S. National Museum. 1888—89. Appendix.

Miers H. A.: Index to Mineralogical and Petrographical Papers, 1887. — Miner. Magazin. Vol. IX, Nr. 41, 1891.

Miers H. A. und Prior G. T.: Index to Mineralogical and Petrographical Papers, 1888. — Miner. Magazin. Vol. X, Nr. 45, 1892.

Milch L. Dr.: Petrographische Untersuchungen einiger ostalpiner Gesteine aus: Frech Fritz Dr.: Die karnischen Alpen.

Derselbe: Beiträge zur Kenntnis des Verrucano. Erster Theil.

Moericke W.: Vergleichende Studien über Eruptivgesteine und Erzführung in Chile und Ungarn. — Ber. d. Naturf. Ges. zu Freiburg i. B. Bd. VI, H. 4, 1892.

Niedźwiedzki S.: Zur Geologie von Wieliczka. VI. — Lemberg 1892.

Penck A: Das Endziel der Erosion und Denudation. Vortrag. — Verh. VIII. deutsch. Geographentages. Berlin 1889.

Reyer Ed.: Geologische und geographische Experimente. I. Heft: Deformation und Gebirgsbildung. II. Heft: Vulcanische und Massenerupționen. Leipzig 1892.

Digitized by Google

Rosenbusch H.: Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. I. Bd.: Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien. — 3. Auflage, Stuttgart 1892.

Steinmann G.: Bemerkungen über die tektonischen Beziehungen der oberrheinischen Tiefebene zu dem nordschweizerischen Kettenjura. — Ber. d. Naturf. Ges. zu Freiburg i. Br. Bd. VI, Heft 4, 1892.

Derselbe: Die Moränen am Ausgange des Wehrathales. — Ber. über d. XXV. Vers. d. oberrhein. geol. Ver. Basel 1892.

Streng A.: Eine Reise in das Land der Mormonen. Vortrag. — 29. Ber. Oberhess. Ges. Nat. Giessen 1892.

Derselbe: Ueber die basaltischen Kraterbildungen nördlich und nordöstlich von Giessen. Vortrag. — 29. Ber. Oberh. Ges. Nat. Giessen 1892.

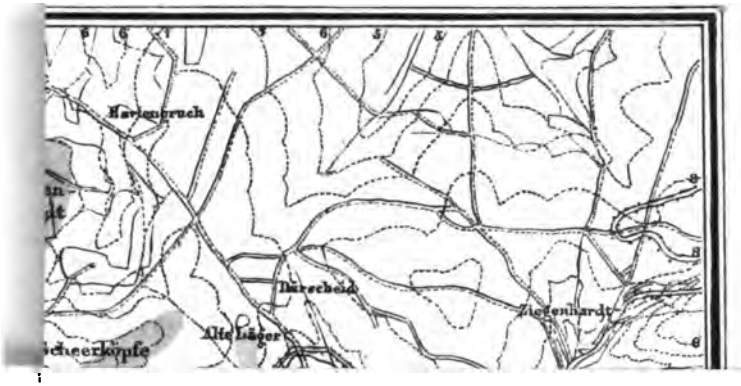
Vallot J., Delebecque A. et Duparc L.: Sur la catastrophe de Saint-Gervais (12 Juillet 1892). — Arch. d. Sc. phys. et nat. Tome XXVIII, pag. 177, Sept. 1892.

Viola C.: Nota preliminare sulla regione dei gabbri e delle serpentine nell' alta valle de Sinni in Basilicata. — Boll. Com. Geol. Ital. Roma 1892.

Druck von Gottlieb Gistel & Comp. in Wien.

Digitized by Google

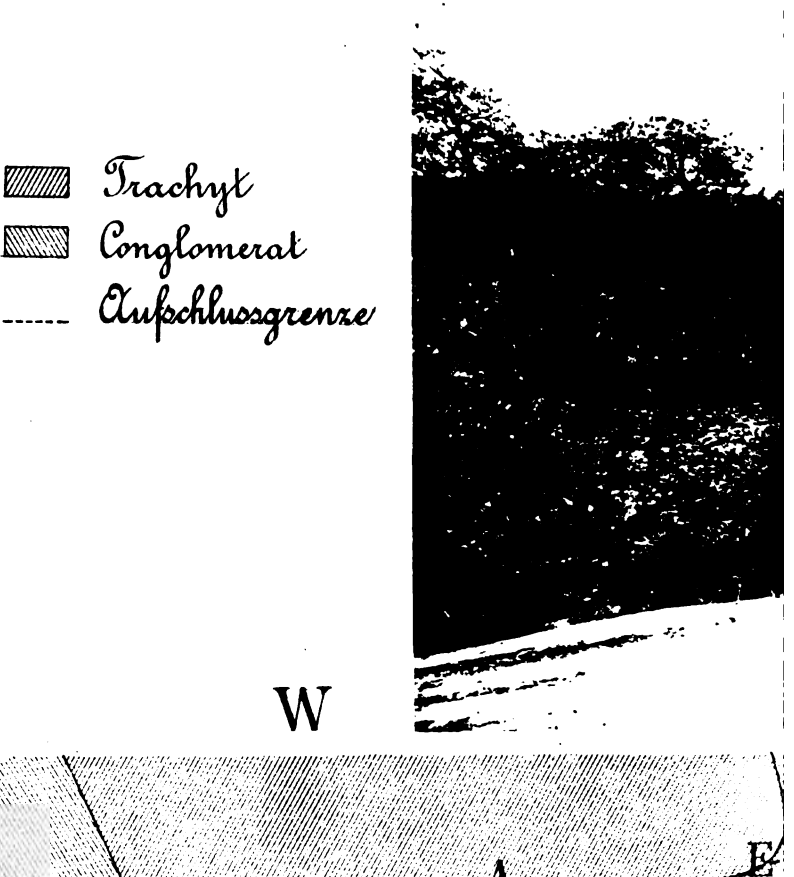
m Siebengebirge.



Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

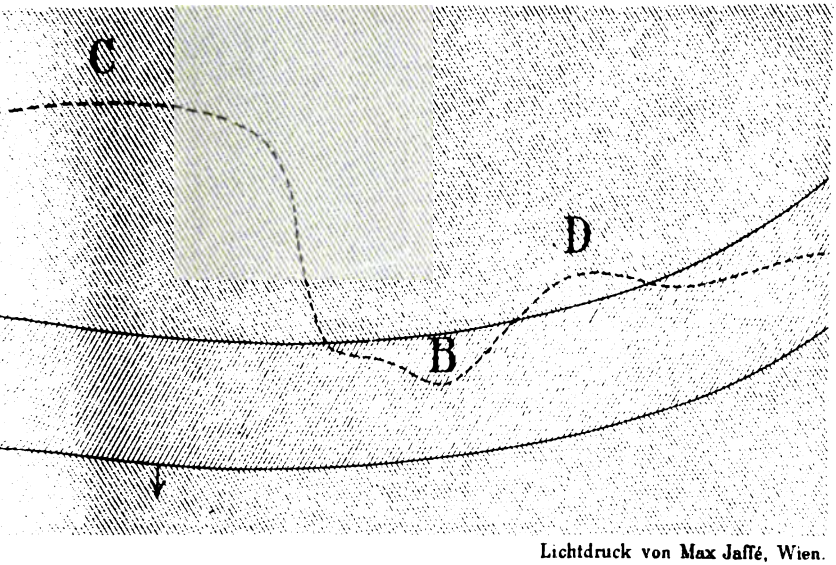


Aufgenommen von P. Grosser.

Verlag von A. Hölder, k. u. k. Hof-

Digitized by Google

0

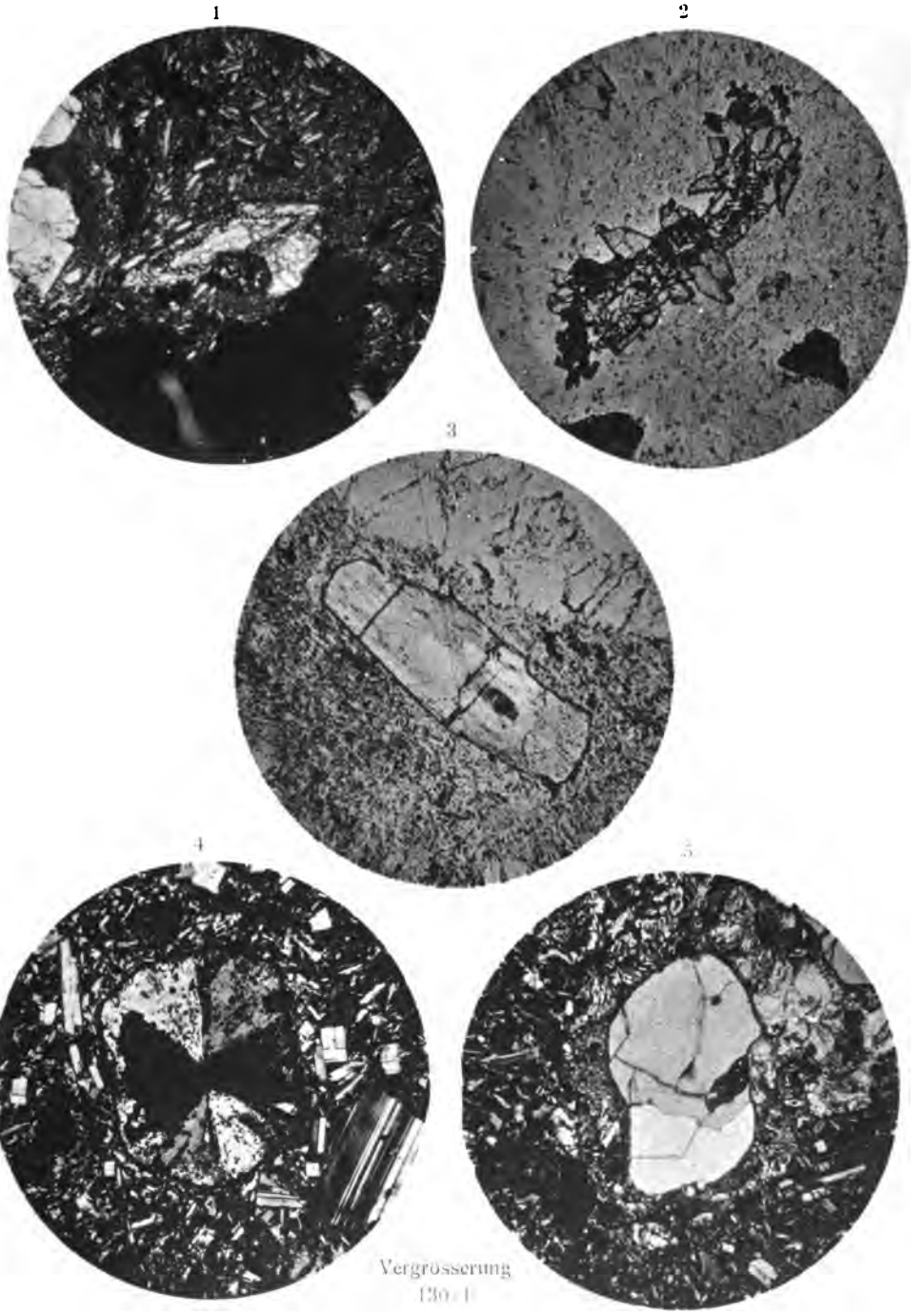


Lichtdruck von Max Jaffé, Wien.

ıd Universitätsbuchhändler in Wien.

Digitized by Google

Digitized by Google



Aufgenommen von P. Grosser. Lichtdruck von Max Jaffé, Wien.

Tschermaks Mineralogische und petrographische Mittheilungen. Band XIII, Heft I u. II.

Verlag von A. Hölder, k. u. k. Hof- und Universitätsbuchhändler in Wien.

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

INHALT.

		Seite
I.	Neue Beiträge zur Kenntnis der dioritischen Gesteine Tirols. Von Dr. Hans Lechleitner in Innsbruck	1
II.	Zur genauen Kenntnis der Phonolithe des Hegaus. Von H. P. Cushing und E. Weinschenk in München	18
III.	Die Trachyte und Andesite des Siebengebirges. Von P. Grosser in Aachen. Mit einer geologischen Kartenskizze und 5 Tafeln	39
IV.	Beiträge zur Systematik der Eruptivgesteine. Von Heinr. Otto Lang. Mit einer Figur	115
V.	Notizen: Zur genauen Kenntnis der Phonolithe des Hegaus. Von E. Weinschenk	170
VI.	Literatur	171

Der Herausgeber dieser Zeitschrift erbittet Zuschriften und andere „Tschermak's Mineralogische und petrographische Mittheilungen" betreffende Zusendungen unter der Adresse:

Prof. F. Becke,

Mineralogisches Institut der deutschen Universität

in Prag.

Druck von Gottlieb Gistel & Comp. in Wien.

Digitized by Google

HARVARD COLLEGE
JUL 1 1893
TSCHERMAK'S
LIBRARY.

MINERALOGISCHE

UND

PETROGRAPHISCHE

MITTHEILUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON

F. BECKE.

(NEUE FOLGE.)

DREIZEHNTER BAND.

III. HEFT.

MIT 8 TAFELN UND 5 TEXTFIGUREN.

WIEN, 1893.

ALFRED HÖLDER,

K. U. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER,

ROTHENTHURMSTRASSE 15.

Digitized by Google

Digitized by Google

HARVARD COLLEGE
JUN 1 1893
LIBRARY.

VII. Ueber ein neues Vorkommnis von Kugelgranit unfern Wirvik bei Borgå in Finland, nebst Bemerkungen über ähnliche Bildungen.

Von **Benj. Frosterus** in Helsingfors.

Mit zwei Tafeln VI und VII und vier Figuren im Text.

Im Herbst 1889 übergab Herr Bischof H. Röbergh dem mineralogischen Institut der Universität Helsingfors eine Probe eines auf seinem Landgute Wirvik vorkommenden eigenthümlichen Gesteines, das sich als ein Kugelgranit von seltener Schönheit erwies. Ich übernahm die nähere Untersuchung desselben und begab mich zweimal an den Fundort, um das geologische Vorkommen des Kugelgesteines kennen zu lernen. Die petrographische Untersuchung hatte ich die Gelegenheit im mineralogisch-geologischen Institut der Universität Heidelberg unter der Leitung des Geheimrathes H. Rosenbusch auszuführen, und erlaube ich mir demselben für alle freundlich gegebenen Rathschläge meinen herzlichsten Dank hier auszusprechen.

Helsingfors, im November 1892.

Im Osten und Südosten der Stadt Borgå im südlichen Finland breitet sich ein grösseres Granitmassiv aus. Es bildet zahlreiche Hügel und Kuppen, deren Zwischenräume mit glacialen Ablagerungen erfüllt sind. Wie es in diesen Theilen unseres Landes und besonders an den Meeresufern allgemein der Fall ist, sind die Hügel nur wenig mit Vegetation bedeckt und das Gestein ist allenthalben gut sicht-

Digitized by Google

bar. Selten erreichen die Hügel eine nennenswerthe Höhe, die Landschaft bietet ein schwachwelliges, wenig abwechslungsreiches Relief.

Das herrschende Gestein ist ein Granit, welcher überhaupt in den südlichen Theilen des Bezirkes Nyland grosse Verbreitung hat, wo er theils als Massive und Gänge, theils als lagerartige Massen, die zwischen glimmerreichen Gneissen eingeschaltet sind, auftritt. Der Granit ist roth oder grau gefärbt und kennzeichnet sich durch seinen Reichthum an Mikroklin, zeigt aber übrigens grosse Variationen sowohl der Structur, wie der Mineralbeschaffenheit nach. In der Nähe der Stadt Borgå ist das Gestein ein Granitit von im allgemeinen mittlerer Korngrösse. Die Bestandtheile sind Mikroklin, etwas Orthoklas, Plagioklas, Biotit und Quarz.

Der Mikroklin ist überaus frisch und kennzeichnet sich unter dem Mikroskop durch den charakteristischen gitterartigen Zwillingsbau und nicht selten durch mikroperthitische Verwachsungen mit Albit. Neben den charakteristischen Mikroklinschnitten kommen solche vor, die man für Orthoklas halten muss. Dem Mikroklin, welcher den überwiegenden Bestandtheil bildet, beigesellt findet sich Plagioklas. Seiner geringen Auslöschungsschiefe nach ist er ein Oligoklas. Die Menge dieses Minerals wechselt sehr von Ort zu Ort, so dass man oft Stellen findet, die ebenso reich sind an Plagioklas, wie an Mikroklin.

Der Quarz ist ziemlich reichlich vorhanden; er beherbergt zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse und zeigt stellenweise, aber nicht immer eine deutlich undulöse Auslöschung. Der Biotit tritt im allgemeinen hinter den übrigen Gemengtheilen an Menge zurück und ist zum grössten Theile in Chlorit, selten in Muscovit umgewandelt. An einigen Stellen, besonders da, wo das Gestein plagioklasreicher ist, beobachtet man jedoch auch einen grösseren Reichthum an Biotit. Er ist mit Eisenglimmerblättchen reichlich durchwachsen, die oft an Sprüngen und Spaltrissen des Minerals sich anhäufen oder es kranzartig umgeben.

Unter den accessorischen Bestandtheilen beobachtet man immer Zirkon und eine Anzahl kleiner, diesem Minerale ähnlicher Krystalle, die sich von Zirkon hauptsächlich durch geringere Doppelbrechung und sehr deutliche prismatische Spaltbarkeit unterscheiden. Die Lichtbrechung ist dieselbe wie beim Zirkon, der optische Charakter positiv. In convergentem Lichte erhält man aber nur ein

Digitized by Google

dunkles Kreuz ohne Ringe. Das Mineral, welches oft ziemlich trübe und von einem braunen, wahrscheinlich aus Eisenglimmerblättchen bestehenden Rande umgeben ist, zeigt weit geringere Doppelbrechung und bisweilen verschiedene Auslöschung am Rande und in den inneren Theilen. Von concentrirter Salzsäure wird es nicht angegriffen, der umhüllende braune Ring dagegen wird aufgelöst. Mit Malakon zeigt dieses Mineral grosse Aehnlichkeiten in seinem optischen Verhalten und ziemlich sicher gehört es zu den Umwandlungsproducten des Zirkons.

Neben diesen Krystallen zeigt sich eine Anzahl sehr winziger, stark licht- und doppelbrechender Körnchen, denen sowohl Krystallform als Spaltbarkeit fehlt. Salzsäure greift diese Körnchen im Dünnschliffe nicht an. Als eine grössere Probe des Gesteines gepulvert und mit *HF* aufgeschlossen wurde, blieben die Körnchen zusammen mit dem malakonähnlichen Mineral unversehrt zurück. Doch war die Ausbeute zu gering, um weitere chemische Untersuchung zu gestatten.

In den feinkörnigen Ausbildungsformen des Granitits, wie überhaupt in den zugehörigen Graniten ist als accessorischer Gemengtheil in Krystallen bis zu 1 Centimeter Grösse ein fleischrother Granat, der die wenn auch oft wenig vollkommene Form von $2O2$ (211) zeigt und meistens stark in Chlorit umgewandelt ist, ziemlich häufig vorhanden. In den gröber körnigen Theilen des Gesteins wurde dieser Granat nicht beobachtet.

Apatit kommt sehr spärlich und nur in ganz winzigen Individuen vor.

Hinsichtlich der Korngrösse zeigt der Granitit bedeutende Verschiedenheiten. Im allgemeinen ist er mittelkörnig, geht aber mehrfach ohne scharfe Grenzen in eine entweder feinkörnigere oder grobkörnigere Gesteinsform über. Im letzteren Falle erreichen die Feldspäthe nicht selten im Durchschnitt eine Länge von 1—5 Centimeter, und die Gebirgsart zeigt dann eine porphyrartige Ausbildung und oft eine weitgehende Verwitterung. Abgesehen davon, dass Biotit an Menge in der grobkörnigen Varietät zunimmt, ist die mineralogische Zusammensetzung überall dieselbe. Doch beschreibt Moberz[1]) einen ähnlichen grobkörnigen Granit im Süden von Borgå, welcher neben Biotit auch Hornblende enthält.

[1]) K. Ad. Moberz, Finl. Geol. Undersäkning. Beskrifning lin Kartbladet Nr. 7, pag. 32.

Digitized by Google

Die Structur ist durchaus normal granitisch, d. h. hypidiomorphkörnig und das Gestein zeigt auffallend wenige Druckphänomene. Die Feldspäthe sind nicht zerquetscht, die Glimmertafeln nicht gebogen oder zerbrochen, nur der Quarz verhält sich etwas abnorm und zeigt schwach undulöse Auslöschung.

An mehreren Orten besitzt der Granitit eine deutliche Parallelstructur, welche durch die Anordnung des Biotits in parallelen Streifen und Bändern verursacht wird. Oft sind diese Streifen sehr zahlreich und dicht aneinander gedrängt, so dass hier der Granitit dem Glimmergneiss ähnelt. Nur ausnahmsweise beobachtet man besonders scharfe Abgrenzung dieser gneissähnlichen Partien, die im allgemeinen gebogen und an den Enden wie zugespitzt oder aufgeblättert sind, gegen das normale Gestein. Die Richtung der Streifen wechselt an mehreren Orten, ist aber auf einem grösseren Gebiete südöstlich von Borgå nordwestlich bis südöstlich.

Diese gneissähnliche Structur ist auf das Granititgestein von mittlerem Korne beschränkt; die Glimmerbänder fehlen im allgemeinen den grobkörnigen und feinkörnigen Abarten. In diesen, zumal in den grobkörnigen, entsteht dagegen nicht selten eine Parallelstructur durch die Anordnung der Feldspäthe.

Diese Parallelstructuren sind offenbar nicht durch Gebirgsdruck bedingt; sie scheinen zu den fluidalen Phänomenen zu gehören und — da, wo sie durch Glimmer hervorgebracht werden — mit einer gewissen Schlierigkeit des Gesteins in Beziehung zu stehen.

Im Gegensatz zu diesen Schlieren liegen an mehreren Stellen in dem Granitit auch wirkliche Bruchstücke von älteren Gesteinen. Unter diesen finden sich oft solche eines mittelkörnigen Hornblendegranits oder Diorits, sowie solche von Glimmer- und Hornblendegneiss. Die ersten pflegen unregelmässig eckige Gestalt und ziemlich scharfe Ecken zu haben, die letzten sind oft langgestreckt und liegen dann in der Richtung der Parallelstructur, wo diese erkennbar ist. Die Fragmente weisen keine contactmetamorphen Veränderungen auf, wohl aber scheint der Granitit nicht selten unmittelbar an ihrer Grenze etwas feinkörniger zu werden. Die Hornblendegranitbruchstücke erinnern im allgemeinen wohl an einen Granit, welcher grössere Gebiete im südlichen Finland einnimmt, einen stark dynamometamorphen Habitus besitzt und durch basische, dioritische Ausscheidungen charakterisirt ist. Hierdurch wird man

Digitized by Google

zu der Annahme geführt, dass der rothe Mikroklingranitit einer jüngeren Graniteruption entspricht. Von dem Rapakivi, mit welchem die grobkörnige Varietät verwechselt worden ist[1]), und welcher in einem gewaltigen Massive etwa 30 Kilometer östlich von der Stadt Borgå auftritt, ist dieser Granit jedoch scharf getrennt. Während nämlich der rothe Mikroklingranit eine bisweilen ganz deutliche Parallelstructur hat und dynamometamorphe Einwirkungen zeigt, fehlen diese beiden Charakteristika beim Rapakivi, der sehr wahrscheinlich, wie auch allgemein angenommen ist, der jüngste von allen in Finland vorkommenden Graniten ist.

An einer einzigen Stelle inmitten des Massives tritt ein Gestein auf, das neben einer rein syenitischen Zusammensetzung durch eine Kugelstructur von seltener Schönheit ausgezeichnet ist.

Dieses Vorkommen mit Kugelbildung stellt eine sehr kleine Kuppe dar, etwa 15 Kilometer südöstlich von der Stadt Borgå und 1 Kilometer nördlich von dem Herrengute Wirvik. Ihre Länge ist nur etwa 85 Meter, die Breite etwa 75 Meter, und nach den Angaben der zugänglichen Karten liegt die Kuppe blos 12·7 Meter über dem Meeresspiegel, während das übrige umgebende Gebirge etwas grössere Höhen erreicht. Die Kuppe ist ringsum von glacialen Ablagerungen umgeben, welche besonders auf ihrer westlichen Seite ein grösseres Gebiet einnehmen. Die Grenzverhältnisse kann man daher an dieser Seite nicht genau studiren, wohl aber in der entgegengesetzten Richtung.

Gleich auf den ersten Blick kann man feststellen, dass das Kugelgestein in zwei verschiedene Formen zerfällt, die sich hauptsächlich durch die Grösse der Kugeln, dann aber auch durch die Natur der Gesteinsmasse unterscheiden, welche die Kugeln einhüllt.

Die eine dieser beiden Formen, welche wir die kleinkugelige nennen können, bildet die ganze Kuppe mit Ausnahme des südwestlichen Theiles. Das Gestein ist hier mit zahllosen, im Durchschnitt 2—5 Centimeter langen, von einer Glimmerhülle umgebenen syenitischen Knollen erfüllt (Fig. 1, Taf. VI), welche fast alle dicht

---

[1]) K. Ad. Moberz, Finl. Geol. Undersäkning. Beskrifning lin Kartbladet. Nr 7, pag. 33.

Digitized by Google

aneinander, selten in Abständen von mehr als 2—3 Centimeter von einander liegen und sich oft in ihrer Form gegenseitig beeinflussen, so dass sie bisweilen birnenförmig (Fig. 2, Taf. VI) ausgezogen sind. Im frischen Bruch oder auf einer angeschliffenen Fläche hat das Gestein daher ein eigenthümlich schönes „rosenartiges" Aussehen, welches an den bekannten corsicanischen Kugeldiorit erinnert, und man kann wohl annehmen, dass dieses Gestein deswegen in der kleineren Gesteinsindustrie eine Verwendung finden könnte.

Jede Kugel besteht aus einem hellfarbigen Kerne und einer dunkleren äusseren Zone, welche letztere im Durchschnitte nur 0·5—1 Centimeter Breite erreicht. Diese äussere Zone besteht aus 2 oder 3 concentrischen Biotitlagen, die durch ein dem Kerne ähnliches Gesteinsmaterial von einander getrennt sind. Die concentrische Structur in diesen äusseren Schalen ist sehr ausgeprägt. Besonders ist dies der Fall in den der Kugeloberfläche nächsten Theilen, wo die Glimmerblättchen so dicht angehäuft sind, dass sie schuppenartig einander überdecken, wodurch die Kugeln beim Hammerschlage ziemlich leicht aus dem Gesteine herausfallen. In den inneren Schalen liegen die Glimmerblättchen nicht so dicht an einander, sondern zwischen ihnen liegen kleine Feldspäthe. Hierdurch, und zumal durch eine gewisse radiale Anordnung der die Glimmerblättchen trennenden Feldspathindividuen, entsteht ein schwach ausgeprägtes Radialgefüge in diesen Theilen der Kugelperipherie.

Der Kern besteht zum grössten Theile aus einem Gemenge von grauen, kaum angewitterten Plagioklasindividuen, welche mit unregelmässigen Flächen an einander stossen. Jedoch ist gerade im Centrum der Kugeln dem Plagioklase Biotit in reichlicheren Blättchen und bisweilen in kaum erkennbarer radialer Anordnung beigemengt.

Seinen physikalischen und chemischen Eigenschaften nach ist der Feldspath ein Oligoklas. Der Spaltungswinkel $M:P$ ist etwa 92° 42′, die Auslöschungsschiefe auf Spaltflächen parallel M geben zwischen 8° und 10° wechselnde Werte und in convergentem Lichte eine beinahe senkrecht austretende positive Bissectrix. Das specifische Gewicht, mit der Thoulet'schen Lösung und Westphal'schen Wage bestimmt, ist 2·646. Durchaus reines Material war jedoch nicht zu bekommen, wodurch die letzte Zahl wohl nicht ganz zuverlässig und wahrscheinlich etwas zu hoch ist. Bei mikrochemischer Prüfung gibt

Digitized by Google

der Feldspath reichlich die für Kali [1]) und Natron charakteristischen Reactionen, während das Vorhandensein des Calciums nur vermittelst der Gypsreaction constatirt werden konnte. Nach diesen Beobachtungen darf man annehmen, dass hier ein Feldspath von der Oligoklas-Albitreihe vorliegt.

Gegenüber dem Oligoklas, aber auch gegenüber allen übrigen Gemengtheilen, tritt der Mikroklin vollkommen untergeordnet auf. Er liegt in kleinen, unregelmässig begrenzten Feldern mit nicht selten zart verzweigten Aesten in oder zwischen den Oligoklasindividuen, im ersteren Falle oft zwischen den Zwillingslamellen, jedoch ohne eine krystallographische Orientirung zu den Plagioklasen aufzuweisen.

Der dunkelbraune Glimmer sowohl im Kerne als in den peripherischen Theilen der Kugeln ist Biotit, welcher immer sehr frisch ist. Nur an solchen Stellen, wo ein Sprung die Kugel durchzieht, sind die Glimmerblättchen zum grössten Theile in Chlorit oder Epidot umgewandelt. Auffallend ist der Reichthum an Eisenglimmerblättchen, die bisweilen den Biotit ganz füllen, oder sich in Streifen anordnen, die mit besonderer Vorliebe an den Kanten oder in den Sprüngen des Biotits liegen, oder ihn wie ein Kranz umgeben. Die Umrisse des Glimmers sind dann oft unregelmässig gezackt oder wie

---

[1]) Anmerkung: Bei Behandlung mit gereinigter Kieselflussäure konnte ich nie die in den Lehrbüchern angegebene Reaction auf Kali erhalten. Statt der regulären Kryställchen von Kieselfluorkalium bekam ich nämlich immer zahlreiche stark doppelbrechende, rhomboëderähnliche, aber monosymmetrische Krystalle mit kleinem Axenwinkel und optisch positivem Charakter. Diese Krystalle bildeten sich immer in grosser Menge, besonders wenn der Feldspath im Ueberschuss gegen das Reagens vorhanden war. Nur untergeordnet konnte ich im Gemenge mit ihnen normal hexagonale Kieselfluornatriumkrystalle beobachten. Bei Behandlung mit Platinchlorid erhielt ich Reaction auf reichliches Kalium. — Um zu wissen, ob diese Reaction eine normale oder nicht war, behandelte ich dann mehrere Proben von einem Bavenoorthoklas mit Flussäure und bekam gleichfalls immer dieselben monosymmetrischen Krystalle, und zwar in um so grösserer Menge, je concentrirter die Lösung war. Die so erhaltenen Krystalle behandelte ich dann mit Wasser, bis alles aufgelöst wurde, und liess wieder auskrystallisiren. Jetzt bekam ich aber in keinem Falle die stark doppelbrechenden, monosymmetrischen Krystalle, sondern an ihrer Stelle zahlreiche reguläre Kieselfluorkaliumkrystalle. $K_2 Si Fl_6$ scheint darnach dimorph zu sein. Aus einer concentrirten Lösung entstehen stark doppelbrechende, monosymmetrische Krystalle, während aus einer sehr verdünnten Lösung reguläre Kryställchen sich bilden.

Digitized by Google

angefressen, während der Eisenglimmerkranz nicht selten gegen den Biotit verschoben ist, so dass er den Glimmer noch theilweise bedeckt, theilweise ausserhalb desselben liegt. Möglicherweise ist der Eisenglimmer hier secundär, d. h. ein Auslaugungsproduct des Biotits.

Der Biotit ist sehr reich an pleochroitischen Höfen, die oft die Glimmerblättchen, zumal in der äusseren Zone der Kugeln, ganz erfüllen. Sie treten entweder in beinahe kreisrunden Ringen oder in langgezogenen breiteren Streifen auf, die mit Vorliebe den Rändern und Sprüngen des Biotits folgen. Im ersteren Falle beobachtet man nicht selten zwei einander umschliessende Ringe, einen inneren dunkler gefärbten Kern, der von einem helleren Rande umgeben wird. In den meisten Fällen scheinen diese runden Höfe um einen mikroskopischen Einschluss zu liegen, der gewöhnlich ein Zirkonmineral sein dürfte, aber in einigen Blättchen auch Apatit ist. Die breiten Streifen sind dagegen nicht an solche Einschlüsse gebunden, aber sie kommen oft stärker vor, wo die Eisenglimmerblättchen an den Rändern des Biotits liegen.

Der Quarz, welcher in den Kugeln in sehr kleiner Menge sich findet, liegt als runde Körnchen oder als unregelmässig geformte, kleine Partien in dem Feldspathe, wo er nicht selten die Glimmerblättchen wie ein Gürtel umgibt. Die Umrisse des Biotits sind dann oft verschwommen, und kleine Fragmente desselben zeigen sich gleichsam wie schwimmend in dem Quarz. Undulöse Auslöschungsphänomene sind an diesem Quarz nicht zu beobachten.

An accessorischen Gemengtheilen sind die in dem umgebenden Granitit vorkommenden Zirkon- und Malakonkryställchen zu erwähnen, welche zusammen mit reichlichem Apatit, besonders in der glimmerreichen, äusseren Zone häufig sind.

Das Gestein, welches die Kugeln umschliesst, besteht aus einem dunkelgrau gefärbten, granitisch-körnigen Gemenge der die Kugeln zusammensetzenden Mineralien nur mit dem Unterschied, dass Mikroklin und Quarz hier reichlicher vorhanden sind. Durch das stärkere Hervortreten des Mikroklins erhält der Granitit bisweilen eine schwach röthliche Färbung.

Wie oben erwähnt, unterscheidet sich der südöstliche Theil der fraglichen Kuppe von der Hauptmasse durch die verhältnis-

Digitized by Google

mässig bedeutende Grösse der einzelnen Kugeln. In dieser Form, welche wir die grosskugelige nennen können, erreichen nämlich die meistens oval ausgebildeten Knollen im Durchschnitt eine Länge von 20—30 Centimeter und sind durch eine grosse Menge concentrischer Biotitzonen charakterisirt.

Viele dieser Kugeln besitzen einen Kern, der einer kleinen Kugel der eben besprochenen Varietät gleicht. Doch ist dieser Kern bisweilen etwas grösser und im allgemeinen von mehreren Glimmerhüllen unmittelbar umgeben. Wie in den kleinen Kugeln besteht der Kern aus vielen unregelmässig begrenzten Plagioklasindividuen. In einem Falle jedoch hat er annähernd die Form eines einheitlichen Feldspathkrystalls, welcher von einer ungewöhnlichen Grösse, nämlich 7·5 Centimeter lang und 4·5 Centimeter breit ist, während die umgebende, beinahe nur aus Glimmerlagen bestehende Zone an einzelnen Punkten dicker als 2 Centimeter wird. Parallel der äusseren Begrenzung zeigt der Feldspathkrystall eine von Biotitblättchen und ziemlich viel Quarz durchgesetzte Zone (Fig. 1).

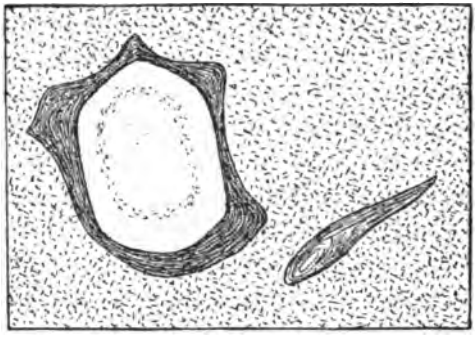


Fig. 1

Auf die dicht angehäuften Biotitlagen, welche den Kern umschliessen, folgt meist eine oft über 10 Centimeter breite, hell gefärbte Zone mit zahlreichen, nur undeutlich sichtbaren, concentrischen Glimmerringen. In der Mitte dieser Zone drängen die Glimmerringe sich jedoch oft dicht zusammen, so dass sie wie ein bisweilen 0·5 Centimeter breiter, schwarzer Ring aus der graugefärbten Masse der Kugeln hervortreten. In anderen Kugeln drängen sich die Ringe im Innern nicht so dicht, sondern sind durch helle Zwischenlagen getrennt und folgen in gleichmässigeren Abständen auf einander. Unmittelbar an der Peripherie jedoch häufen sie sich und gehen in die breitere Biotithülle über, welche alle Kugeln umgibt.

In einer zweiten Gruppe von Kugeln kann man jedoch nicht einen Feldspathkern beobachten, sondern das Centrum besteht aus Feldspath und Biotit in beinahe gleichen Mengen und unterscheidet

Digitized by Google

sich in der Farbe nur wenig von den dunklen Glimmerhüllen. Die umgebende Zone besteht dann meistens aus sehr zahlreichen Glimmerringen, welche mit kleinen Zwischenräumen sich dicht aneinander drängen, und deren man oft 40—50 zählen kann. Mit einigen kräftigeren Hammerschlägen gelingt es bisweilen, eine solche Kugel herauszuschlagen, welche dann im Aussehen an ein gut abgeschliffenes Geröll erinnert.

Die mineralogische Zusammensetzung ist dieselbe wie in der kleinkugeligen Form, doch scheint sowohl der Mikroklin wie der Quarz etwas reichlicher vorhanden zu sein, besonders in den biotitärmeren Theilen, die zwischen den Glimmerringen in der Kugel liegen.

Während in der kleinkugeligen Form die Kugeln in einem Gesteine liegen, das nach seiner Zusammensetzung nicht wesentlich von den Kugeln selbst unterschieden ist, werden die Kugeln in dieser grosskugeligen Varietät von einem mittelkörnigen, grauroth gefärbten Granitit umschlossen, der vollständig mit dem in der Gegend, zumal etwas in östlicher Richtung herrschenden Mikroklingranitit übereinstimmt. Im allgemeinen ist dieser Granitit überall gleichkörnig und der Unterschied gegenüber den Kugeln sehr scharf. Nur in der unmittelbaren Nähe mehrerer Kugeln beobachtet man eine grobkörnigere Ausbildung desselben. Der Granitit wird nämlich hier in einer, einige Millimeter breiten Zone aus 1—5 Millimeter langen Plagioklas- und Mikroklinindividuen und ein wenig Quarz zusammengesetzt, während er weiter davon entfernt die normale Ausbildung mit reichlicherem Quarz besitzt. Da der Feldspath eine durch Verwitterung weisse Farbe erhalten hat, tritt die grobkörnige Zone ziemlich deutlich hervor.

Gegen einander grenzen die klein- und grosskugelige Ausbildung sich mit scharfer, gerader Berührungslinie ab; jedoch nie ist eine von den Kugeln durch die Grenze gerade abgeschnitten oder abgebrochen, sondern die beiden Formen greifen plötzlich in einander ein ohne jede mechanische oder structurelle Contacterscheinung. Die Grenzverhältnisse deuten also nicht auf zeitliche Folge in der Eruption, sondern mehr auf isochrone, aber verschiedene Entwicklung.

Der Granitit, in welchem die Kugeln liegen und welcher in der kleinkugeligen Form sich in mineralogischer Hinsicht wenig von den Kugeln selbst unterscheidet, scheint an solchen Stellen, wo die beiden Formen sich berühren, sowohl reicher an Plagioklas und

Digitized by Google

Biotit zu sein als der rothe Mikroklingranitit, aber zugleich auch plagioklas- und biotitärmer als die kleinkugelige Varietät. Es hat daher den Anschein, als ob eine Vermengung der beiden Ausbildungsformen hier stattgefunden hätte, obwohl man nicht eine Vermengung der kleinen und grossen Kugeln sehen kann. Nur an einem kleinen Theil der Grenze waren die Kugeln in der grosskugeligen Form verhältnissmässig kleiner als ein Meter davon entfernt.

Gegen den umschliessenden Granitit verhält sich das Kugelgestein etwas verschieden. Wie wir gesehen haben, liegen die grossen Kugeln in einem rothen Granitit, der dem normalen Mikroklingranitit vollständig entspricht und welcher ziemlich scharfe Grenzen gegen die kleinkugelige Form besitzt. Im Gegensatz hierzu kann man keine scharfen Grenzen zwischen der kleinkugeligen Form und dem umgebenden Granitite beobachten, sondern nur allmähliche Uebergänge constatiren. Schon in den westlichsten und nördlichsten Theilen der Kuppe tritt die Kugelstructur nicht immer besonders scharf hervor. Die Kugeln liegen hier auffallend dicht aneinander und sind oft etwas kleiner als in der normalen kleinkugligen Form. Gleichzeitig scheint die Kugelgestalt mehr in den Hintergrund zu treten, während zugleich die umgebende Glimmerhülle bedeutend schmäler und nicht selten unterbrochen wird, bis sie bisweilen ganz fehlt. Der Kern, der in der kleinkugeligen Form aus mehreren Plagioklasindividuen zusammengesetzt ist, besteht hier in mehreren Fällen aus einem einheitlichen Feldspathe, wodurch die Kugel in einen gewöhnlichen Einsprengling übergegangen ist. Der Quarz und Mikroklin, welche in der kleinkugeligen Form vollkommen untergeordnete Gemengtheile sind, kommen hier ziemlich reichlich vor, besonders tritt der Mikroklin oft sogar in 1 Centimeter langen Krystallen auf, die zwischen den kugelartigen Ausbildungen wie Einsprenglinge liegen. Auch die etwas röthliche Farbe des Gesteins an diesen Stellen wird durch den Mikroklin verursacht.

In einer kleinen Kuppe, die nur einige Meter westlich vom Kugelgestein liegt, scheint dieses noch stärker modificirt zu sein. Die Kugelstructur ist nämlich hier kaum zu erkennen, nur ein schwach wahrnehmbarer Glimmerring um einige der grösseren Feldspäthe herum spricht dafür, dass diese Structur eine Uebergangsstufe von einer kugelartigen Ausbildung zu einer normalen granitischen darstellt. Das Gestein kann man aber jetzt nur als einen grobkörnigen,

Digitized by Google

porphyrartig ausgebildeten Granitit bezeichnen. Der Mikroklin ist hier ein constanter Gemengtheil, jedoch dem Plagioklas untergeordnet, neben welchem Biotit in zahlreichen, grossblätterigen Individuen zum Vorschein kommt.

Noch weiter nach Westen, d. h. etwa 70 Meter vom typischen Kugelvorkommen, sieht man bei dem grobkörnigen, röthlich gefärbten Granitite keine Andeutung von Kugelstructur mehr. Diese grobkörnige, biotit- und plagioklasreiche Form des Mikroklingranitites, der hier einen etwa 19 Meter hohen Hügel bildet, wird weiter nach Westen und Süden kleinkörniger und biotit- und plagioklasärmer, wodurch sie allmählich das normale Aussehen des Mikroklingranitites erhält.

Der grosse Unterschied zwischen den Kugeln und dem umgebenden Granitite, der schon makroskopisch zu erkennen war, wird durch die chemische Untersuchung bestätigt.

Die Analyse I gibt die chemische Zusammensetzung einer kleinen Kugel an, die Analyse II die Zusammensetzung des die grossen Kugeln umschliessenden Granitites. Bei der Analyse I wurde eine ganze Kugel pulverisirt, um ein möglichst genaues Bild von der chemischen Zusammensetzung der Kugel in ihrer Gesammtheit zu bekommen.

	I[1])	II
SiO_2	54·59	69·21
Al_2O_3	21·26	15·59
Fe_2O_3	2·76	1·08
FeO	3·41	1·29
CaO	4·84	1·30
MgO	1·61	0·11
Na_2O	6·36	1·69
K_2O	4·96	8·92
H_2O	1·32	0·75
Summa . .	101·11	99·94

Aus den Zahlen dieser Analysen geht deutlich hervor, dass die Kugeln keineswegs einem normalen Granit entsprechen, sondern

[1]) Der Fehler in der Analyse I, wo die Gesammtsumme über 1 Procent zu hoch ist, liegt aller Wahrscheinlichkeit nach in der Bestimmung des MgO. Von SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, FeO, CaO wurden nämlich Controlanalysen ausgeführt und bei der Bestimmung der Alkalien wurde grösste Sorgfalt angewendet.

Digitized by Google

einem basischeren Gesteine, und zwar einem Syenit. Für diese Annahme spricht der hohe Gehalt an Alkalien und nicht sehr beträchtlichen Mengen an CaO und MgO. Die Analyse I lässt sich nur berechnen, wenn man die Zusammensetzung des Biotits kennt und den Mikroklin vernachlässigt. Jedenfalls muss ein beträchtlicher Theil des K_2O zum Feldspath gehören nach den mikrochemischen Analysen und nach dem optischen Verhalten.

Das Gestein, in welchem die grossen Kugeln liegen, ist dagegen ein normaler Granitit, worauf das herrschende K_2O und das zurücktretende Na_2O hinweist. Während in den Kugeln Na_2O über K_2O herrscht, tritt hier also das Umgekehrte ein und bedingt gleichzeitig das Sinken von CaO, MgO und FeO.

Aller Wahrscheinlichkeit nach entsprechen die beiden angegebenen Analysen zwei Extremen. Wie die petrographische Untersuchung ergab, zeichnet sich der Granitit zwischen den kleinen Kugeln durch eine verhältnismässig grosse Menge sowohl an triklinem Feldspath, wie Biotit aus, d. h. das Gestein entspricht seiner mineralogischen Zusammensetzung nach einem Zwischengliede zwischen den kleinen Kugeln und dem normalen Granitite, der die grossen Kugeln umgibt. Eine Analyse von diesem Gesteine müsste denn auch Zahlen geben, die zwischen den angegebenen liegen sollten.

Wie ersichtlich ist, bestätigen die Analysen mit voller Evidenz die Richtigkeit der Annahme, dass die Kugeln als basische Ausscheidungen zu deuten seien. Da aber die Mehrzahl der Kugeln in einem nicht vollständig normalen Granite liegen, sondern in einem Gestein, das einen basischeren Charakter hat als der herrschende Granitit, so liegt die Annahme nahe, dass das gange Kugelvorkommen eine basische Schliere sei, und dass die Kugeln selbst als noch basischere Ausscheidungen in dieser liegen.

Phänomene, die für orogenetischen Druck sprechen könnten, sind in den kugelartigen Ausbildungen des Granitites ebenso selten wie in dem Granitit selbst, dagegen kommen Erscheinungen vor, welche beweisen, dass Bewegungen in einer noch nicht vollständig verfestigten Gesteinsmasse stattgefunden haben.

Wie bereits an früherer Stelle erwähnt worden ist, weisen die dicht aneinander liegenden kleinen Kugeln sehr oft gegenseitige

Digitized by Google

Einbuchtungen auf. Einige dieser Kugeln sind dann sogar birnenförmig ausgezogen, während andere anstossende Kugeln sich sanft in die Einbuchtungen der ersteren hineinpassen (Fig. 2, Tafel VI).

Ebenso schöne Beispiele von solchen Einbuchtungen liefern die grossen Kugeln, welche, wie wir gesehen haben, von dem normalen Mikroklingranitite umschlossen sind. Bald liegen die Kugeln ziemlich weit von einander, so dass der Abstand zwischen ihnen über 1 Meter erreichen kann, bald so dicht zusammengedrängt, dass sie einander berühren. Besonders in diesem letzteren Falle kann man eine bedeutende gegenseitige Beeinflussung ihrer Form beobachten, die bisweilen so stark wird, dass von einer Kugelform kaum mehr gesprochen werden kann. Oft sind hier die Kugeln lang ausgezogen und liegen mit ihrem längsten Durchmesser alle in derselben Richtung, oft wieder stossen sie an allen Seiten gegen einander an, so dass man keine besondere Richtung in der Anordnung wahrnehmen kann. Sie besitzen an mehreren Stellen tiefe Einbuchtungen, die von den anstossenden Kugeln verursacht sind, und die Kugeln fügen sich gelenkartig ineinander so ein, dass die Einbuchtung einer Kugel um die convexe Fläche einer anderen schliesst (Fig. 2).

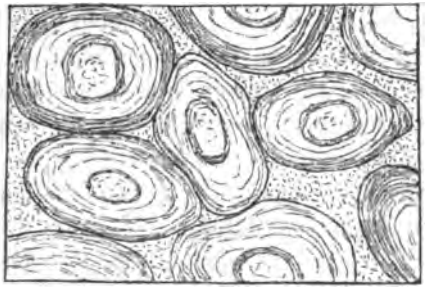


Fig. 2

Wo die Kugeln weiter von einander liegen, sind Einbuchtungen nicht so gewöhnlich, obwohl sie doch nicht vollständig fehlen.

Dass diese Formveränderungen der Kugeln in einem schon festen Gesteine sich vollzogen hätten, ist gänzlich undenkbar, da man keine besonders prägnanten mechanischen Druckphänomene weder in den Kugeln, noch in dem umschliessenden Granitite wahrnehmen kann. Die einfachste Erklärung dieser Einbuchtungsphänomene liegt wohl aller Wahrscheinlichkeit nach in der Annahme, dass die Kugeln in einem noch flüssigen Magma aufeinander eingewirkt und gegenseitige Einbuchtungen hervorgebracht haben, dass also die Kugeln als solche in dem flüssigen Magma als Substanz schon ausgeschieden, aber noch nicht durchwegs zu starren Mineralaggregaten geworden waren,

Digitized by Google

als Bewegungen in dem Magma eintraten. Wurden dann, wie es sehr wahrscheinlich ist, die Kugeln nicht alle auf einmal fest, so waren die Kugeln während eines gewissen Zeitlaufes in einem ungleichmässigen Zustande der Verfestigung. Denkt man sich nun Bewegungen in dem die Kugeln umschliessenden Gesteinsmagma, so muss man als natürliche Folge davon annehmen, dass die Kugeln aneinander stiessen und dass die mehr verfestigten an den weicheren Einbuchtungen hervorbrachten.

Zusammen mit diesen Einbuchtungsphänomenen beobachtet man aber bei den grossen Kugeln vollständige Zerbrechungen oder Zerreissungen. Bald sieht man nämlich eine Kugel, von welcher die eine Hälfte weggerissen ist, bald eine andere, die nur einen kleinen Theil der äusseren glimmerreichen Zone verloren hat, und hier und da zwischen den Kugeln liegen kleinere Kugelfragmente, welche oft eigenthümlich gebogen sind. Die ebenflächige Begrenzung solcher zerrissenen Kugeln ist im allgemeinen wunderbar scharf, als wären die Kugeln mit dem Messer durchschnitten. Ebenso sind die Glimmerhüllen der Kugeltheile nicht von dem umschliessenden Granitite aufgeblättert und das Material des Kugelkernes nicht mit dem des Granitites vermischt. Mit anderen Worten, die Mehrzahl der losgerissenen Kugeltheile machen denselben Eindruck, wie scharfbegrenzte ältere Gesteinseinschlüsse. In der Nähe dieser geradlinig zerschnittenen Kugeln liegen aber sehr oft kleinere, besonders von den glimmerreichen Hüllen der Kugeln herstammende Fragmente, die zackige Zerreissungsflächen besitzen und deren Glimmerlagen sich bisweilen etwas von einander entfernen, d. h. wie von dem umschliessenden Granititmagma aufgeblättert sind.

Nicht selten ist dann ein solches Fragment gebogen und gewunden in einer Weise, die dafür spricht, dass das Fragment noch nach seiner Losreissung von der Kugel in nicht durchwegs starrem Zustande gewesen ist. In anderer Weise kann man z. B. schwerlich das Verhältnis erklären, welches Fig. 3 verdeutlichen soll. In der Nähe einer grösseren Kugel, von welcher ein Theil scharf abgeschnitten ist und deren äussere, glimmerreiche Hüllen an einer Stelle in eine ziemlich scharfe Spitze ausgezogen sind, liegt ein kleines Fragment von dem glimmerreichen Theil einer anderen Kugel. Das gewundene Fragment schmiegt sich jetzt in einer sanften Biegung um die ausgezogene Spitze der grösseren Kugel herum.

Digitized by Google

Nun liegt es nahe, anzunehmen, dass die Zerreissungen der Kugeln nach der Verfestigung des Gesteines entstanden sind. Gegen eine solche Annahme sprechen jedoch mehrere Umstände. Wäre nämlich das ganze Gestein verfestigt gewesen, als die Kugeln zerbrochen wurden, so sollte man erwarten, dass ein Sprung, der eine Kugel durchschneidet, sich auch in den umschliessenden Granitit hinein fortsetze. Dieses ist nie der Fall, sondern Kugeltheilchen und ganze Kugeln sind so mit einander vermengt, dass die Zerreissungsfläche einer Kugel sich nie weiter fortsetzt, weder in dem umschliessenden Granitit, noch durch andere, im Wege der Bruchlinie liegende Kugeln. Weiter ist in der Beschreibung der einzelnen Kugel hervorgehoben worden, dass der umschliessende Granitit an mehreren Stellen unmittelbar um die Kugeln grobkörniger ausgebildet ist als gewöhnlich. Diese grobkörnige Zone liegt nun nicht nur um die unversehrten Kugeln, sondern auch um die zerbrochenen und ist ebenso sichtbar an der Zerreissungsfläche, als an der convexen Seite der Kugel (Taf. VII gibt eine Abbildung von einem grösseren Blocke, wo die Zerbrechungserscheinungen und die grobkörnige Zone um die Kugeln gut hervortreten). An solchen Stellen kann man daher sehr deutlich constatiren, dass keine Verschiebung des umschliessenden Granitites stattgefunden hat, und man kommt daher zu dem Schluss, dass diese geradlinigen Zerreissungen der Kugeln entstanden sind in einer Zeit, als der umschliessende Granitit in noch mehr oder weniger vollständig flüssigem Zustande war.

Fig. 3

Solche geradlinige Zerreissungen setzen aber gleichzeitig voraus, dass die Kugeln im Momente der Zerreissung wenigstens einen gewissen Grad von Festigkeit besassen. Als Ursache dieser Zerreissungen kann man aber schwerlich etwas anderes annehmen als Bewegungen in dem die Kugeln umgebenden Gesteinsmagma.

Nun entsteht die Frage: in welchem Zustande sind die Kugeln von diesen Bewegungen betroffen worden? Aller Wahrscheinlichkeit nach waren die Kugeln theilweise in ziemlich festem Zustande. Könnte man dann bei diesen solche Zerreissungen erwarten? Dafür

Digitized by Google

scheint keine Wahrscheinlichkeit zu sein, wenn man nicht schon vorhandene Sprünge in den Kugeln voraussetzt. Waren aber solche Sprünge vorhanden, nach welchen durch einen hervorgebrachten Stoss die Kugeln zerreissen könnten, so müsste man derartige Sprünge auch in anderen als in der Zerreissungsrichtung in den Kugeln wahrnehmen. Das ist jedoch nie der Fall. Ebenso wären die spitzigen Auswüchse einer zerbrochenen Kugel (siehe Fig. 3, pag. 192) recht schwer zu erklären, wenn die Kugel durchaus fest gewesen wäre. In einem solchen Falle würde sehr wahrscheinlich nur die Spitze zuerst abgebrochen und nicht die ganze Kugel durchschnitten worden sein.

Es bleibt also keine andere Erklärung übrig, als dass die Zerreissungen an noch nicht vollständig starren Kugeln schon sich vollzogen. Denkt man sich allen Glimmer in den Kugeln auskrystallisirt und in concentrischen Hüllen angehäuft, während die feldspäthigen Gemengtheile noch nicht zur festen Krystallisation gelangt waren, so hätten wir kugelartige Körper mit ganz festen peripherischen Theilen, während die inneren Partien in einem zähen oder weichen Zustande sich befanden. Erleidet dann eine solche Kugel einen Stoss, möge er von einer anprallenden, vielleicht schon mehr erstarrten Kugel oder blos von einer starken Strömung in dem flüssigen Magma hervorgebracht sein, so scheint mir alle Wahrscheinlichkeit vorzuliegen, dass eine geradlinige Zerreissung entstehen musste. Vielleicht könnte man sogar ein solches Phänomen experimentell nachahmen.

Durch die Annahme, dass die Zerreissungen an noch nicht durchwegs starren Kugeln vor sich gingen, kann man auch die Auswüchse an den glimmerreichen Theilen der durchschnittenen Kugeln, ebenso wie die stark gewundenen und etwas aufgeblätterten, kleineren Glimmerfragmente leicht erklären. Denn waren die Kugeln noch nicht vollständig starr, so waren ihre Theile und Fragmente den Einwirkungen der magmatischen Strömungen in dem Granitite viel mehr zugänglich, als wenn sie starr gewesen wären.

Diese Zerreissungen setzen aber zweifellos besonders starke fluidale Bewegungen neben einem gewissen Grad von Zähigkeit des Granitmagmas voraus. In glasigen Gesteinen sind analoge Phänomene seit langem bekannt. So z. B. weist ein Vitrophyr von Auer an der Etsch in Tirol[1]) Beispiele von sehr weitgehenden Biegungen, ja

[1]) H. Rosenbusch, Mikr. Phys. der Mass. Gest., pag. 400, 403, 404.

Digitized by Google

sogar Zerreissungen der auskrystallisirten Mineralien auf. Ein Dünnschliff dieses Gesteines, den ich durch die Freundlichkeit meines Freundes, Herrn L. Pirsson, zu studiren Gelegenheit hatte, liefert Beispiele, die man gut mit unseren zerbrochenen Kugeln vergleichen kann. Nicht nur die Quarzkörner sind hier in scharfkantige Theile zersprungen, sondern auch der Biotit hat so starke Bewegungen erlitten, dass sogar Sprünge dadurch entstanden und Theile gegen einander verschoben sind. Ueberall um die zersprungenen Quarzkörner und die gebogenen und zerrissenen Biotittäfelchen sieht man eine deutlich hervortretende fluidale Structur, welche genau die Richtung der Bewegung in dem Magma an diesen Stellen erkennen lässt.

Fasst man alle die Beziehungen der Kugeln zu einander und die Erscheinungen, welche sie aufweisen, zusammen, so ergibt sich, dass zu concentrischen Kugeln ausgebildete basische Ausscheidungen in einem noch flüssigen Gesteinsmagma herumschwammen. Die einzelnen Kugeln befanden sich aber aller Wahrscheinlichkeit nach in ziemlich ungleichartigem Festigkeitszustand. Durch Bewegungen in dem flüssigen Granititmagma stossen die Kugeln gegen einander, und da einige von diesen noch in ziemlich weichem Zustande sich befanden, wurden tiefe Einbuchtungen von den festeren hervorgebracht. Da aber an einigen Stellen die Bewegungen in dem Magma besonders kräftige waren, wurden einige von den halbstarren Kugeln in mehrere Theile zerrissen. In dem flüssigen Gesteinsmagma wurden dann ganze Kugeln und Kugelfragmente zusammengemengt, so dass in dem Moment der Verfestigung des Granitites ein chaotisches Gemenge von Kugeln und Kugeltheilchen mit den verschiedenartigsten Formen zusammengekittet wurde.

Durchaus verschieden von diesen mechanischen Phänomenen aus der magmatischen Entwicklungszeit des Gesteins sind Sprünge, welche erst in vollkommen starrem Gestein entstanden.

In der kleinkugeligen Form, wo die Kugeln sehr nahe aneinander liegen, sieht man eine Menge von Rissen, die oft sowohl mehrere Kugeln, als auch das zwischen diesen liegende Gestein durchqueren. Der Riss ist dann öfters durch ein grünliches, epidositisches Umwandlungsproduct gekennzeichnet, und alle Kugeln, die von dem Risse zertheilt werden, liegen gleichweit gegen einander

Digitized by Google

verschoben. Diese Sprünge sind deshalb nur gewöhnliche Verwerfungsvorgänge in dem schon vollständig erstarrten Gesteine und sind daher von viel jüngerem Alter.

Es wurde hervorgehoben, dass die oben besprochenen magmatischen Zerreissungsphänomene nur in den grossen Kugeln auftreten. In den kleinen Kugeln sahen wir blos zahlreiche Einbuchtungen in ihren Umrissen.

Es entsteht nun die Frage: In welcher Beziehung stehen diese beiden Ausbildungsformen zu einander? Wie wir gesehen haben, sind die Grenzen zwischen der kleinkugeligen und der grosskugeligen Ausbildungsform verhältnismässig scharf, jedoch nie so wie bei einem Gange. Die Gesteinsmasse, welche die beiden Kugelarten umgibt, ist ebenso eine mineralogisch verschiedene. Wenn man daher annimmt, dass die kleinen Kugeln mit ihrem ziemlich biotit- und plagio-

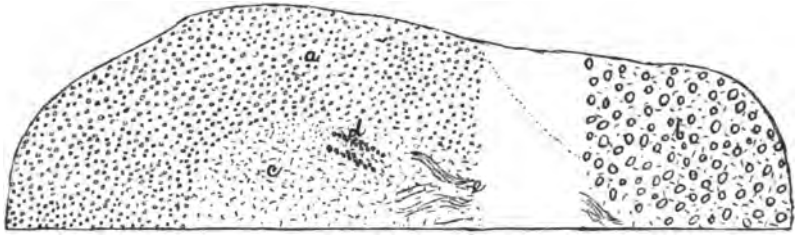


Fig. 4

klasreichen Zwischenmittel zusammen wie eine einheitliche, basische Schliere in dem Granitit liegen, so sollte man erwarten, dass diese Ausbildungsform an den Grenzen gegen den Hauptgranitit einige Veränderungen erlitten hätte, falls sie nicht in einem vollständig erstarrten Zustande in den saueren Granitit hineingekommen wäre.

In der That sehen wir einige recht interessante Grenzerscheinungen. Am Südrande der Kuppe liefert nämlich eine verticale Wand einen natürlichen Durchschnitt durch einen Theil der beiden Kugelformen. Figur 4 gibt die Verhältnisse hier in skizzenhafter Weise ohne jeden Anspruch auf Genauigkeit in Bezug auf das Grössenverhältnis wieder.

Die kleinkugelige Form (Fig. 4 *a*) wird hier unten begrenzt von dem normalen Mikroklingranitite *(c)*, der weiter nach *O* die grossen Kugeln *(b)* umschliesst. Der Mikroklingranitit ist an

Digitized by Google

dieser Stelle recht plagioklasreich. Die Grenze ist ganz deutlich, aber nicht scharf wie z. B. bei einem Gange, sondern der Mikroklingranitit greift in den Granitit, der die kleinen Kugeln umschliesst, so ein, dass mehrere von den Kugeln mit einer Hälfte in dem grauen, mit der anderen in dem rothen Granitite liegen. Nahe der Grenze, die hier einen wenig geneigten Verlauf hat, sieht man jetzt in dem Mikroklingranitite zwei mit einander und der Grenzlinie parallel laufende Streifen von kleinen Kugeln *(d)*. Diese haben genau dasselbe Aussehen wie die kleinen Kugeln und liegen dicht aneinander geordnet. Der rothe Granitit ist selbst an diesen Kugelzusammenhäufungen grobkörniger ausgebildet, gerade wie um die grossen Kugeln.

An anderen Stellen der Grenze liegen in dem Granitite mehrere Glimmerstreifen *(e)*, die gleich den Kugelanhäufungen parallel der Grenzlinie laufen und fluidale Erscheinungen zeigen. Dabei liegen sie bisweilen so weit von einander, dass der Granitit ein nur schwach streifiges Aussehen erhält, bisweilen wieder so dicht bei einander, dass eine Gneissähnlichkeit entsteht. Die Dünnschliffe von diesen Stellen zeigen vorwiegend Plagioklas und Biotit, untergeordnet Quarz, Mikroklin und Orthoklas. Die Structur ist auffallend hypidiomorph und ähnelt derjenigen der peripherischen Theile grosser Kugeln.

Mit aller Gewissheit stammen die oben erwähnten kleinen Kugeln von der kleinkugeligen Form und sind daher von dieser losgerissen worden. Ob die glimmerreichen Streifen ebenfalls aus dem Material der kugeligen Ausbildungsformen stammen oder ob sie selbständige, basische Schlieren sind, die durch Bewegungen in dem flüssigen Granititmagma an den Grenzen derselben ausgezogen wurden, kann man jedoch nicht entscheiden.

Neben den früher angegebenen chemischen und mineralogischen Verhältnissen der Kugelanhäufungen scheinen jetzt auch diese Grenzerscheinungen ganz deutliche Beweise dafür zu liefern, dass das ganze Kugelvorkommen als eine einheitliche, basische Schliere zu betrachten ist, die in einem ziemlich zähen Zustande in dem normalen Granitite schwebte. Wie wir aber früher gesehen haben, kann man nach Westen von der Kugelausbildung keine scharfe Grenze zwischen dieser und dem Hauptgranitit der Gegend beobachten, sondern die kugelige Structur geht allmählich durch eine porphyrartige Aus-

Digitized by Google

bildung des Gesteines in die des Mikroklingranitites über. Dies scheint jedoch nicht im Widerspruch mit der ausgesprochenen Annahme zu stehen, wenn man sich folgender Erwägung anschliesst.

In einer grossen basischen Schliere, die mit einem gewissen Grade von Zähigkeit in einem noch flüssigen Granititmagma herumschwimmt, entstehe infolge einiger uns unbekannten Ursachen eine Anhäufung der einzelnen Mineralien zu concentrischen Kugeln. An einigen Stellen sind die Bedingungen der Kugelbildung besonders günstig, an anderen wieder weniger, bis sie an gewissen Stellen sogar gänzlich fehlen. Diese in dem flüssigen Granititmagma herumschwimmende Kugelschliere wird aber, während sie an Zähigkeit zunimmt, gleichzeitig an den Grenzen von dem Granititmagma etwas aufgeweicht, und zwar so, dass Theile derselben losgerissen werden. Wo dann die Kugeln in unmittelbare Berührung mit dem flüssigen Granititmagma treten, lösen sich einige von ihnen aus dem Zusammenhang mit der Schliere los und schwimmen jetzt in dem normalen saueren Granitite an der Grenze der basischen Schliere. Am schönsten sehen wir dies bei den grossen Kugeln, die alle in dem normalen Granitite liegen und jetzt die kleinkugelige Form wie ein Mantel umgeben.

Wie wir gesehen haben, tritt aber die Kugelbildung in der Schliere an einigen Stellen allmählich zurück, so dass sie zuletzt in eine Art porphyrartiger Structur übergeht. Die Einwirkung des umschliessenden Granititmagmas besteht dann hier in einer allgemeinen Vermengung des basischeren Materiales der Schliere mit dem saueren des Granitits. Scharfe Grenzen zwischen der Schliere und dem Granitite kann man daher an solchen Stellen nicht beobachten, sondern nur allmähliche Uebergänge sowohl in chemischer wie structureller Hinsicht.

Kugelbildungen in Graniten und verwandten Gesteinen sind seit langem bekannt. Schon Leopold v. Buch erwähnt solche von Riesengebirgischen Graniten [1]), und seit dieser Zeit kommen in der Literatur nicht selten Beschreibungen von derartigen Bildungen vor. In früheren Zeiten sind jedoch die verschiedenartigsten sphäroidischen Bildungen in den Gesteinen zusammengeworfen worden. In

[1]) L. v. Buch, Gesamm. Schriften, herausgegeben von J. Ewald, J. Roth u. H. Eck. 1867, Bd. I, pag. 161.

Digitized by Google

jüngerer Zeit gibt man dagegen den Namen Kugelgranit, Kugeldiorit etc. nur denjenigen Gesteinen, in welchen die Kugelbildung durch eine ursprüngliche, irgendwie geartete, centrische Anordnung der normalen Gesteinsgemengtheile bedingt ist. Diese Kugelbildung, die wir eine echte nennen können, ist also in weitestem Sinne ein concretionärer Vorgang in Eruptivgesteinen während ihrer Verfestigung.

Unter allen bisher bekannten und genauer untersuchten Kugelbildungen in den Graniten gibt es zwei, die in mancher Hinsicht grosse Aehnlichkeiten mit dem Gestein von Wirvik besitzen. Das sind die Kugelgranite von Slättmossa in Schweden und Fonni in Sardinien.

Das erste Vorkommen, genauer untersucht von Holst und Eichstädt [1]), wird von Holst als ein Kugeldiorit bezeichnet, obwohl die Kugeln ihrer mineralogischen Zusammensetzung nach, wie auch Eichstädt (l. c.), Brögger [2]) und Rosenbusch [3]) hervorheben, mehr einem Amphibolgranitit entsprechen.

Die im allgemeinen schön abgerundeten Kugeln liegen dicht aneinander und zeigen gegenseitige Beeinflussungen ihrer Gestalt, was besonders an den Grenzen gegen das umgebende Hauptgestein der Fall ist. In den meisten Fällen besitzen die Kugeln einen graugefärbten, plagioklasreichen Kern, der gewöhnlich von drei hornblendereichen Zonen umgeben wird.

Die mineralogische Zusammensetzung ist dieselbe wie in dem umschliessenden Granite, obwohl die basischeren Mineralien hier in einer relativ grösseren Menge vorkommen. Auch alle accessorischen Bestandtheile [4]) des umschliessenden Granites sind in den Kugeln vorhanden, besonders ist der Titanit reichlich vertreten.

Wie schon Eichstädt hervorhebt, sind also die Kugeln als basische Ausscheidungen zu betrachten. Diese Behauptung wird durch

---

[1]) N. O. Holst und F. Eichstädt, Klotdiorit från Slättmossa, Järeda socken, Kalmar län. Geol. Fören i Stockholm Förhandl. Nr. 86, Bd. VII, H. 2, pag. 134—142.

[2]) W. C. Brögger u. H. Bäckström, Geol. Fören i Stockholm Förhandl. Bd. IX, H. 5, pag. 351.

[3]) Mikr. Phys. II, pag. 40.

[4]) Eichstädt gibt an, dass Apatit in den Kugeln fehlt. In dem von mir untersuchten Schliff kommt jedoch solcher vor.

Digitized by Google

die von H. Bäckström[1]) ausgeführten chemischen Analysen bestätigt. Der Unterschied zwischen den Kugeln und dem unmittelbar umschliessenden Granite spricht jedoch, wie Bäckström hervorhebt, dafür, dass das ganze Kugelvorkommen als eine basische Ausscheidung in einem grösseren Granitmassive zu betrachten sei.

Hier scheint alsdann eine vollständige Analogie mit dem Kugelgestein von Wirvik vorzuliegen. Der Kugelgranit von Slättmossa unterscheidet sich von dem letzteren hauptsächlich durch die verschiedene Mineralcombination und durch das Vorhandensein von etwas reichlicherem Quarz. Der grösste Unterschied in structureller Hinsicht liegt in dem vollständigen Fehlen von jeder, auch nur andeutungsweise vorkommenden radialen Structur in dem Kugelgestein von Slättmossa.

Sehr auffallend ist aber die Gruppirung der Mineralien in den Kugeln. Ebenso wie der Zirkon und zirkonähnliche Mineralien reichlicher auftreten in den peripherischen Hüllen der Kugeln bei Wirvik, ist dasselbe der Fall mit dem Titanit und den Erzkörnern in den Kugeln von Slättmossa. Ein Dünnschliff einer solchen, den ich durch die Freundlichkeit des Herrn H. Bäckström zu studiren Gelegenheit hatte, zeigt dieses Verhältnis sehr deutlich. Dicht um den scharf begrenzten inneren Kern, wo man nur spärlich Titanit beobachten kann, liegen die Titanitkörnchen in nicht unbeträchtlicher Menge beinahe wie die Perlen einer Perlenschnur hinter einander und bilden gleichsam einen äusseren Kranz. Unmittelbar nach und auch mit dem Titanit vermengt folgt dann in der peripherischen Zone eine Menge feiner Magnetitkörnchen, die wie ein Staub über dem Feldspath ausgestreut sind. In den äusseren Theilen der feldspathreichen Zone fehlen diese Mineralien wieder, aber sie treten in der folgenden Hornblendezone reichlich auf, doch ohne die Anordnung zu besitzen wie um die Kerne.

Ob der Titanit hier ursprünglich ist, lässt sich nicht mit Genauigkeit sagen. Das Vorkommen von Magnetitkörnchen in einigen Titanitkrystallen spricht jedoch dafür, dass er hier secundär sei. Auch das Fehlen guter Krystallbegrenzung deutet darauf hin.

Dieselbe Erscheinung, vielleicht aber noch prägnanter, tritt in dem vor kurzer Zeit aufgefundenen Kugelgranit von Kortfors,

[1]) W. C. Brögger u. H. Bäckström, l. c.

Digitized by Google

Wermland, Schweden[1]), auf. Auch hier ist der feldspathreiche Kern von einer dunkleren Hülle umgeben, und zwar liegen in dieser die Biotit- und Hornblendemineralien innen, während die reichlich vorkommenden Magnetitkörnchen in den peripherischen Theilen auftreten. Dasselbe ist der Fall in den dunklen Zonen, welche die äusserste Kugelschale bilden.

Mannigfaltiger und wechselreicher als die oben beschriebenen Kugelbildungen sind die Verhältnisse in dem von M. Lovisato[2]) entdeckten Kugelgranit bei Fonni in Sardinien. Nach der Beschreibung von G. vom Rath[3]) liegen die ei- oder linsenförmigen Kugeln hier dicht aneinander in einem normalen grobkörnigen Granite. In allen ist ein Kern fast ohne alles sphärische Gefüge vorhanden, welcher von mehreren Glimmerhüllen umgeben ist. Der Kern ist entweder ein kleinkörniges, biotitreiches Gemenge von den Bestandtheilen, die den Granit zusammensetzen, oder ein normales, grobkörniges Gemenge von Feldspath, Quarz und Biotit. Im letzteren Falle nimmt der Feldspath im Centrum oft die Form eines einheitlichen Krystalles an. Unter dem Mikroskop löst sich jedoch dieser anscheinend einheitliche Krystall, der mit Quarz reichlich durchgewachsen ist, in ein Feldspathaggregat auf. Eigenthümlich ist dann, wie vom Rath (l. c. pag. 30) angibt: — „dass auch in dem Falle, wenn die sphärischen Lagen unmittelbar einen dunklen, unregelmässig gestalteten Kern von Biotitgestein umhüllen, schnell die Buchten und Protuberanzen sich ausgleichen und ein mehr regelmässiges Sphäroid hergestellt wird zum Beweise, dass hier Kern und Hülle von ganz verschiedener Entstehung sind". Vielleicht findet dieses Phänomen seine Erklärung durch die Annahme, dass das Kernmaterial von mehreren Kugeln zusammengeflossen ist und nachher von den Glimmerhüllen umschlossen wurde.

Nach Fouqué[4]) ist der Feldspath in dem Kerne ein stark verwitternder Orthoklas und Oligoklas, in der Rinde aber ein Albit

---

[1]) Eine genaue Beschreibung über diese wird bald von Herrn Bäckström zu erwarten sein, und ich erlaube mir daher diese nur in grösster Kürze zu erwähnen.

[2]) Sitzungsber. d. Niederrh. Gesellschaft in Bonn. 4. Juni 1883, pag. 17.

[3]) Sitzungsber. d. Niederrh. Gesellschaft in Bonn. 8. Juni 1885, pag. 29.

[4]) M. Fouqué, Sur les nodules de la Granulite de Quiistorrai près Fonni (Sarduigne). Bull. soc. franç. de min. 1887, Bd. X, pag. 57—63.

Digitized by Google

oder natronreicher Mikroklin, auffallend frischer als der Feldspath des Kernes. Dieser Verwitterungsunterschied gilt ebenfalls für den Glimmer in dem Kerne und in den peripherischen Theilen. Weiter tritt, wie Fouqué hervorhebt, eine radiale Structur in den Glimmerhüllen hervor, indem der Albit radialgestellte Pyramidenstümpfe bildet, die ihre breitere Basis nach aussen wenden. Die Biotitblättchen, welche die Hüllen bilden, liegen jedoch alle in tangentialer Stellung und überqueren zum Theil die radialgestellten Feldspathkrystalle.

Eine auffallende Erscheinung, worauf sowohl vom Rath als auch Fouqué aufmerksam macht, ist, dass der Granit, in welchem die Kugeln liegen, in der unmittelbaren Umgebung derselben porphyrisch ausgebildet ist, und dass die porphyrischen schwach röthlich gefärbten Feldspäthe von einer oft sehr deutlichen Biotitrinde umgeben sind. Der Feldspath ähnelt sehr dem Kern in mehreren von den Kugeln. In einem Handstück, wo diese porphyrischen Krystalle sehr deutlich hervortreten, habe ich ausserdem sogar beobachtet, dass ein, wie es scheint radial angeordneter, milchweisser Feldspath (Albit?) um die eigentlichen Krystalle herumliegt. Es scheint daher eine Kugelbildung in weniger vollkommener Weise vorzuliegen.

Wie hieraus ersichtlich ist, scheinen die wichtigsten Unterschiede zwischen den Kugelvorkommnissen von Wirvik und Fonni darin zu liegen, dass bei Fonni mehrere Kugeln einen Kern besitzen, der identisch mit dem umschliessenden Granite ist, und dass die radiale Structur in den peripherischen Hüllen sehr deutlich sich kundgibt, sowie in dem Umstande, dass der Feldspath der innersten Theile der Kugeln, wo er mehr oder weniger deutliche Krystallform besitzt, ein ganz anderer ist als der Feldspath in den äusseren Schalen. Auch ist die Zersetzung der Bestandtheile in den Kugeln von Fonni ganz verschieden in dem Kerne und den äusseren Theilen. Ueberhaupt scheint ein grösserer Unterschied zwischen den inneren und peripherischen Theilen in den Kugeln von Fonni zu existiren als bei den Kugeln von Wirvik, d. h. soweit man dieses ohne chemische Analyse behaupten darf.

Gewisse Aehnlichkeiten mit dem Kugelgranite von Wirvik und Fonni weist ein von F. H. Hatch[1]) beschriebenes Gestein auf, das

[1]) Frederic H. Hatch, On the spheroid bearing granite of Mullaghdery Co. Donegal. Quart. Journ. of the Geol. Soc. 1888, pag. 518—560.

Digitized by Google

in Island bei Mullaghdery Co. Donegal inmitten eines grösseren Granititmassives vorkommt. Die etwas abgeplatteten Kugeln, welche eine Grösse bis zu 15 Centimeter im Durchmesser erreichen, bestehen auch hier aus einem inneren Kerne und einer scharf von diesem getrennten äusseren Hülle. Wie in gewissen Kugeln von Fonni besteht der Kern aus einem granitisch-körnigen Gemenge der Bestandtheile des umgebenden Granitites, jedoch so, dass Plagioklas (Oligoklas) hier überwiegend gegenüber dem Orthoklas vorhanden ist. Die peripherischen Theile bestehen hauptsächlich aus Oligoklas und Magneteisen nebst etwas Biotit und zeichnen sich durch eine besonders deutlich radiale Structur aus. Die Feldspäthe bilden dann wie in den sardinischen Kugeln langgestreckte, keilartige Leistchen, die ihre breitere Basis nach aussen kehren. Die radiale Structur wird noch schärfer hervorgehoben durch die Anordnung der Erzpartikeln, die zwischen den Feldspathleistchen liegen.

Wir haben also hier Kugeln von höchst vollendeter Radialstructur neben einer weniger deutlichen, concentrischen Anordnung der Mineralien in den äusseren Schalen und einer ganz richtungslosen Structur im Centrum.

Unter den übrigen in der Literatur angegebenen Kugelvorkommnissen scheinen einige von denen im Riesengebirge Aehnlichkeit mit dem Gestein von Fonni zu haben. Nach G. Rose[1]) kommt die kugelige Ausbildung in einem Albitgranite vor, der gangförmig einen grauen Porphyrgranit zwischen Warmbrunn, Schmiedeberg und Hirschberg in Schlesien durchsetzt. Nach der Beschreibung sowohl von G. Rose, als auch nach der von Justus Roth[2]) scheint besonders der Kugelgranit von Schwarzbach ähnlich dem von Fonni ausgebildet zu sein. Die peripherischen Theile der Kugeln bestehen, wie J. Roth (l. c.) schreibt, „aus grosskörnigem Orthoklas, der mit sehr kleinen Quarzkörnern und noch kleineren schwarzen Glimmerschüppchen durchwachsen ist. Gegen den Rand wird der Glimmer grösser und seine Blättchen haben eine gegen den Mittelpunkt gerichtete Lage". Auch hier liegt also eine radiale Anordnung der Mineralien in den äussersten peripherischen Theilen vor.

[1]) G. Rose, Ueber den Granit des Riesengebirges. Pogg. Ann. Bd. LVI, pag. 624.

[2]) Justus Roth, Erläut. zu der geognost. Karte vom niederschlesischen Gebirge und umliegenden Gegenden. Berlin 1867, pag. 63.

Digitized by Google

Das Vorkommen von Kynast scheint nach J. Roth's Beschreibung etwas verschieden zu sein. Der orthoklastische quarzreiche Kern wird nämlich von einer feinkörnigen Granithülle umgeben.

Diesen Bildungen ist schliesslich nach Brögger[1]) noch der von v. Post erwähnte Kugelgranit von Norr-Musby in Kumla, Westmanland, Schweden, anzuschliessen.

Ziemlich verschieden von allen oben erwähnten Kugelbildungen sind die besonders von amerikanischen Localitäten beschriebenen sogenannten Puddinggranite. Als Typus dieser ist der zuerst von E. Hitchcock[2]), später von G. W. Hawes[3]) beschriebene Granit von Craftsbury in Amerika zu betrachten. In einem mittelkörnigen Granite liegen die 0·5—2 Centimeter grossen, dunkelgefärbten Kugeln 2—3 Centimeter von einander entfernt. Makroskopisch betrachtet, scheint eine solche Kugel nur aus dunklem Glimmer zu bestehen. Nach Chroustchoff[4]), der die Kugeln einer mikroskopischen Untersuchung unterworfen hat, kann man jedoch einen Kern von peripherischen Hüllen unterscheiden, und dieselben Gemengtheile, die den Granit zusammensetzen, kommen auch in den Kugeln vor, obwohl der Glimmer an Menge bedeutend hervortritt.

Nahe verwandt mit diesen scheinen die Kugelbildungen zu sein, die G. P. Merrill[5]) von verschiedenen Localitäten in den Vereinigten Staaten beschreibt. — Von einigen schottischen und englischen Vorkommnissen erwähnt ferner J. A. Phillips[6]) ähnliche schalige Bildungen, die ebenso an den dunklen Mineralien des umgebenden Granites besonders reich sind.

Diese Kugelbildungen zeichnen sich gemeinschaftlich dadurch aus, dass die dunklen Mineralien die hauptsächlichen Bestandtheile der Kugeln sind und dass alle Andeutung radialer Structur fehlt.

---

[1]) W. C. Brögger und H. Bäckström, l. c

[2]) Report on the geology of Vermont. 1861, Vol. II, pag. 564.

[3]) G. W. Hawes, Mineralogy and lithology of New-Hampshire. Concord. 1878.

[4]) K. de Chroustchoff, Note sur le granite variolitique de Craftsbury en Amerique. Bull. soc. min. de France. 1885, VIII, pag. 132—141.

[5]) Georg P. Merrill, On the black nodules or roculted inclusions in the Maine-granites. Proc. of United States. Nat. Mus. 1883, pag. 137—141.

[6]) J. Arthur Phillips, On the concretionary Patches and Fragment of other Rocks contained in Granite. The Quart. Journ. 1880, XXXVI, pag. 1—22.

Digitized by Google

Während alle bis jetzt behandelten Kugelbildungen das mit einander gemein haben, dass sie ihrer Zusammensetzung nach basischer oder mindestens nicht sauerer sind als der Granit, in welchem sie liegen, gibt es auch kugelige Ausbildungen in Graniten, wo dieses Verhältnis nicht zutrifft. Ein schönes Beispiel hierfür liefert der von Brögger und Bäckström[1]) eingehend untersuchte „Kugelgranit" von Stockholm. Obwohl mehrere Aehnlichkeiten zwischen diesem Kugelgestein und denjenigen von Fonni und Wirvik existiren, z. B. dass einige von den Kugeln bei Stockholm einen Kern besitzen, der aus einem anscheinend einheitlichen Feldspathkrystall besteht, ebenso dass es Kugeln gibt, die durch eine radiale Structur in den peripherischen Theilen charakterisirt sind, und dass das Vorkommnis von Stockholm gewissermassen gleichartige magmatische Bewegungen aufweist, wie das Gestein von Wirvik, erscheint jedoch eine genaue Parallelisirung dieser Kugelbildungen schwer durchführbar zu sein. Sowohl die mineralogische, wie die chemische Untersuchung bestätigen nämlich, dass die Kugeln in dem Granit von Stockholm relativ sauerer sind als der Granit selbst, und zwar sind auch wieder in ihnen die peripherischen Theile biotitärmer als das Centrum.

Auch Einzelheiten im Bau der Kugeln, z. B. dass die concentrische Structur im allgemeinen selten deutlich hervortritt, dass der Kern, welcher auch fehlen kann, in einigen Kugeln aus einem einheitlichen Feldspath, der in kleinere, von einer zusammenkittenden, feinkörnigen Gesteinsmasse umschlossene Fragmente zertheilt ist, oder aus einem pegmatitischen Gemenge von Feldspath oder einem vollkommen normal körnigen Granite besteht, trennen die Kugelformen von Wirvik und Fonni von derjenigen von Stockholm, die aller Wahrscheinlichkeit nach eine Kugelstructur von weit grösseren Complicationen darstellt als die oben beschriebenen Vorkommnisse.

Auch das geologische Auftreten des Kugelgesteins von Stockholm scheint verschiedenartig von demjenigen des Gesteins von Wirvik zu sein, indem der Kugelgranit von Stockholm nach Brögger (l. c.) als eine Grenzfacies des normalen Granites zu betrachten ist. Eine solche Auffassung ist aber nicht möglich bei dem von mir beschriebenen Kugelgestein, wo das Kugelvorkommen fern von der Grenze gegen andere Gesteine ab liegt. Dasselbe trifft zu für den Kugelgranitit

[1]) W. C. Brögger und H. Bäckström, l. c.

Digitized by Google

von Mullaghdery, welcher nach Hatch (l. c.) mehr im Centrum eines grösseren Granitmassives auftritt. Das geologische Verhalten bei den übrigen granitischen Kugelvorkommen ist weniger genau untersucht, aber in den Beschreibungen derselben sieht man niemals hervorgehoben, dass sie als Grenzfacies zu betrachten wären.

Nach Brögger (l. c.) erinnert ein von ihm und H. Reusch entdeckter Kugelgranit von Montemaggiore im nordöstlichen Corsica an das Stockholmer Vorkommen. Diese beiden Vorkommnisse bilden dann wahrscheinlich, wie auch Brögger hervorhebt, eine eigene Gruppe von Kugelbildungen in Graniten.

Was sonst von anderen Autoren, wie Collomb[1]), Jokely[2]) und Landerer[3]) von Kugelbildungen in Graniten erwähnt wird, scheint mehr in die Kategorie der Absonderungs- als der Concretionsphänomene zu gehören.

Im Vergleich mit den Graniten werden kugelartige Ausbildungen nur vereinzelt aus anderen körnigen Gesteinen erwähnt. Am weitesten bekannt ist der schöne Kugeldiorit von Sta. Lucia di Tallano bei Sartene in Corsica.[4]) Die Kugeln werden hauptsächlich aus einem basischen Plagioklas, der nach Delesse[5]) nahe mit Anorthit übereinstimmt, Hornblende, etwas Biotit und Quarz zusammengesetzt. Auffallend ist hier die deutliche radiale Structur, die durch die ganze Kugel hindurchgeht und sogar an Deutlichkeit das concentrische Gefüge übertrifft.

Ein anderes Kugelvorkommen in Dioriten ist dasjenige von Rattlesnake, Bar, El Dorado in Californien. Dieses soll nach G. vom Rath[6]) an Schönheit das corsicanische noch übertreffen. Die mineralogische Zusammensetzung der Kugeln ist gleich derjenigen in dem corsicanischen Gestein, die radiale Structur aber ist nicht so ausgeprägt, obwohl sie nicht fehlt.

---

[1]) M. Ed. Collomb, Bull. de la Soc. géol. 1850, 2. Sér., VII, pag. 297.

[2]) J. Jokely, Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Wien 1855, pag. 375.

[3]) X. Landerer, N. Jahrb. f. Min. 1850, pag. 313.

[4]) H. Vogelsang, Ueber Kugeldiorit von Corsica. Sitzungsber. d. Niederrh. Gesellsch. f. Natur- u. Heilk. zu Bonn. 6. Aug. 1862.

[5]) A. Delesse, Compt. rend. 1848, XXVII, pag. 411.

[6]) G. vom Rath, Sitzungsber. d. Niederrhein. Gesellsch. f. Natur- und Heilk. zu Bonn. 1. Dec. 1884.

Digitized by Google

Als eine Art von Kugelbildung ist, wie Rosenbusch[1]) angibt, wohl auch die radiale Gruppirung der Hornblende in einem Dioritgange bei Poudières in der Auvergne[2]) anzusehen. Der Raum zwischen den Hornblendeprismen soll von einem sehr basischen Feldspath ausgefüllt sein wie bei dem corsicanischen Vorkommen.

Kugelform im Gabbro ist nur von einer einzigen Stelle, Romsås in Askim, Norwegen[3]), bekannt. Die Kugeln, welche aus Hypersthen, Labrador, Oligoklas und Blättchen eines braunen Glimmers zusammengesetzt sind, besitzen eine dickschalige, concentrische Structur. Nur in einigen Kugeln kommt eine radiale Structur vor.

Unzweifelhaft kann man diese Bildungen in Dioriten und Gabbros vollständig mit denjenigen Kugeln in Graniten, von welchen die von Wirvik und Fonni Beispiele sind, parallelisiren. Alle haben sie das gemeinschaftlich, dass die am meisten basischen Gemengtheile des Gesteines die Kugeln zusammensetzen, und dass man im allgemeinen einen centralen Kern von peripherischen und concentrischen Hüllen unterscheiden kann. Während aber die radiale Structur bei den Kugelbildungen in den Graniten nur in einigen Vorkommen scharf markirt ist und dann nie bis zum Centrum der Kugel reicht, tritt diese Structur beinahe immer sehr deutlich hervor bei den Kugeln der Diorite und Gabbros und erstreckt sich bisweilen durch die ganze Kugel. In einem Falle (Poudières) ist sogar nur die radiale Structur vorhanden und die concentrische fehlt.

Alle diese Kugelbildungen scheinen daher eine einheitliche Gruppe zu bilden, deren einzelne Glieder sich von einander am schärfsten unterscheiden durch das mehr oder weniger starke Hervortreten radialer Structur. Als die äussersten Glieder könnte man dann betrachten die Bildungen von Slättmossa und Poudières. Es scheint mir daher passend, diese als radial-concentrische Kugeln zu bezeichnen zum Unterschiede von den Kugeln in den sogenannten Puddinggraniten, die eine verschiedene Art von Kugelbildungen darstellen.

Sowohl die radial-concentrischen Kugeln als diejenigen in den Puddinggraniten lassen sich wieder in eine gemeinsame Gruppe zu-

[1]) H. Rosenbusch, Mikr. Phys. der Mass. Gest., pag. 120.
[2]) A. v. Lassaulx, N. Jahrb. f. Min. 1874, pag. 247.
[3]) L. Meinich, Nyt. Mag. f. Naturvid. Bd. XXIV, pag. 125—137.

Digitized by Google

sammenstellen, dadurch charakterisirt, dass die Kugeln mehr basisch oder doch nicht sauerer sind als das umgebende Gestein. Diesem gegenüber stellt sich eine andere Gruppe, wo die Kugeln ärmer an dunklen Mineralien sind, als das umgebende Gestein und als deren Repräsentant der Kugelgranit von Stockholm gelten kann.

Eine für alle Kugelbildungen der ersten Gruppe und besonders für die radial-concentrischen durchgreifende Eigenschaft ist, dass die Mineralien, wenn man vom Centrum ausgeht, einer anderen Ordnung folgen, als man in Eruptivgesteinen zu sehen gewöhnt ist. So ist das Centrum im allgemeinen zusammengesetzt aus den feldspäthigen Gemengtheilen, während die dunklen Mineralien die äusseren Hüllen bilden. Wenn dann auch Erze oder andere älteren Generationen angehörende Mineralien vorhanden sind, pflegen diese, wenn nicht eine besondere ausgeprägte Radialstructur vorherrscht, ausserhalb des Glimmers oder der Hornblende zu liegen.

Diese Mineralienfolge findet in allen oben besprochenen Kugelvorkommen statt.[1]) Dass diese Thatsache für eine abnormale Ausscheidung der Mineralien sprechen würde, ist durchaus nicht anzunehmen. Die dunklen Mineralien scheinen in den Kugeln nämlich immer früher auskrystallisirt zu sein als der Feldspath, da sie öfters in diesem eingebettet sind. Ebenso liegen nicht selten Erzkörner in dem Biotit, welcher dann jünger ist als die Erze. Die Anhäufung der dunklen Mineralien in den äusseren Schalen der Kugeln wäre dann eher als ein physikalisches Phänomen als ein chemisches anzusehen.

Aus allen Beobachtungen wird man dann das Ergebnis ziehen können, dass die echte Kugelstructur zu den primären Structurformen zählt und einem concretionären Vorgang während der Gesteinskrystallisation entspricht,

[1]) Eine Ausnahme von der eben besprochenen Gruppirung der Mineralien bildete der von S. H. L. Vogt beschriebene sogenannte Kugeldiorit von Bleka, Svaridal in Thelemarken, Norwegen (Norske ertsforekomster. Archiv f. mat. og naturvid. Bd. XII, pag. 84—90, 1887). In einem mächtigen biotitreichen Quarzdioritmassiv, welches die herrschende Quarzschieferformation durchsetzen soll, treten hier kugelartige Bildungen auf, die von einer fast reinen Quarzmasse mit quarzitartiger Structur umgeben sind. Die Dünnschliffe, die ich von den Kugeln und dem umgebenden Gesteine gesehen habe, lassen darauf schliessen, dass hier viel eher Gebilde vorliegen, welche sphäroidartigen Structuren in Schiefern als echten primären Kugelbildungen ähneln.

Digitized by Google

hältnis. Daher müssen die kleineren Kugeln früher fertig und starr werden und also sich widerstandsfähiger gegen mechanische Eingriffe verhalten als die grossen. Auch das bewahrheitet sich durchaus an dem Vorkommen von Wirvik, wie oben gezeigt wurde.

Die weiteren Einzelheiten und Modificationen des Vorganges, welche nöthig werden, um alle die Variationen im Bau der eigentlichen Kugelgebilde der Tiefengesteine zu erklären, wird der Leser sich leicht selbst ableiten. Hervorgehoben sei nur noch, dass die Thatsache, dass die peripherischen Feldspathe dieser Kugelgebilde bald derselben, bald anderer Art sind als die centralen, sich auf sehr einfache Weise einmal durch die ursprünglich verschiedene, chemische Constitution der krystallisirenden Magmen, dann aber auch durch den Umstand erklärt, dass der Beginn des raschen Anschusses der noch gelösten Feldspathsubstanz im einen Falle früher, im anderen Falle später eintrat, wodurch dann im ersten Falle der zuletzt anschiessende Feldspath basischer, im zweiten sauerer werden musste. Durch dieselbe Annahme findet man zuletzt auch die Erklärung, warum der Kern in einigen Kugeln, wie bei Fonni, einer älteren basischen Ausscheidung des umgebenden Granites ähnelt.

Erklärung der Tafeln.

Taf. VI. Fig. 1. Die kleinkugelige Form im frischen Bruche.

„ **Fig. 2.** Eine angeschliffene Fläche der kleinkugeligen Form, wo die birnenförmig ausgezogenen Kugeln sichtbar sind.

Taf. VII. Die grosskugelige Form, wo die Kugeln zerbrochen und von einer grobkörnigeren Zone des umschliessenden Granitites umgeben sind.

Digitized by Google

VIII. Ueber Gangdiabase der Gegend von Rio de Janeiro und über Salit von Sala in Schweden.

Von **E. O. Hovey**, Jefferson City, Mo., U. S. A.

Die folgenden Untersuchungen wurden im mineralogisch-geologischen Institut der Universität Heidelberg unter der freundlichen Leitung meines verehrten Lehrers, Prof. H. Rosenbusch, ausgeführt; sie bezieben sich auf 12 Diabasgänge, welche in der Stadt Rio de Janeiro und ihrer Umgebung den Gneiss durchsetzen. Die Mächtigkeit der Gänge schwankt von 20 Centimeter bis zu mehreren Metern. Die Handstücke sind ein Geschenk des Herrn Orville A. Derby an Herrn Prof. H. Rosenbusch und befinden sich in der Heidelberger Sammlung.

Der wesentlichste, sofort auch dem unbewaffneten Auge wahrnehmbare Unterschied der Gesteine aus den verschiedenen Gängen liegt in der Korngrösse derselben, welche mit der Gangmächtigkeit zu- und abnimmt, und in dem Auftreten von Einsprenglingen in den schmäleren Gängen. Ebenso wird die Farbe der Gesteine dunkler, je schmäler die Gänge sind. In den ganz schmalen Gängen ist die Farbe ein tiefes Schwarz, so lange das Gestein frisch ist, der Bruch wird flach muschelig, der Glanz etwas fettig. Das Vorhandensein von Zersetzungserscheinungen und der Verlauf der Zersetzung scheinen ziemlich unabhängig von der Gangmächtigkeit zu sein, da sowohl aus den schmalen, wie aus den mächtigen Gängen frische und zersetzte Proben vorliegen.

Der Verlauf und die Art der Zersetzung ist eine zweifache. In dem Handstück aus einem 20 Centimeter mächtigen Gange ist der Augit verschwunden und Calcit an seine Stelle getreten, während der Feldspath vollkommen frisch ist. Das Gestein ist dicht und hat bläulichgraue Farbe; seine Dichte wurde mit der Westphal'schen Wage in Thoulet'scher Lösung zu 2·834 bestimmt; der unveränderte Diabas eines ebenso mächtigen Ganges hatte $d = 2{\cdot}913$. Das Gestein eines anderen Ganges, über dessen Mächtigkeit keine Angabe vorliegt, war durch Verwitterung lateritisch, hellbräunlichroth gefärbt mit vielen, weissen Flecken. Der Augit desselben war

Digitized by Google

ziemlich unverändert, dagegen der Feldspath fast vollständig zersetzt. An seiner Stelle fand sich eine weisse, etwas wachsglänzende Substanz mit $H = 1-1{\cdot}5$. Dieselbe löst sich in concentrirter Schwefelsäure, ist isotrop und hat einen sehr niedrigen Brechungsexponenten. Die schwefelsaure Lösung gibt mit Ammoniak einen starken Niederschlag von $Al(OH)_3$. Alle Eigenschaften deuten auf Halloysit. Von dem Gestein werden 40·16 Procent in H_2SO_4 gelöst, welche die Thonerde und das Wasser des Halloysit und etwas Eisen enthielten. Durch Behandlung des Gesteinspulvers mit Na_2CO_3 auf dem Wasserbade gingen 2·44 Procent SiO_2 in Lösung, die als Opal und als Nebenproduct des Verwitterungsvorganges aufzufassen sind. Das specifische Gewicht der zersetzten Gesteine war auf 2·535 gesunken; frische Proben von derselben Korngrösse ergaben dagegen $d = 2{\cdot}987$ bis 3·030. Weitergehende Verwitterung überzieht das Gestein mit lockeren, eisenockerartigen Rinden *(Terra rouxa)*.

Bedeutsamer als die makroskopischen Unterschiede der verschiedenen Gänge sind die mikroskopischen. Als Gemengtheile wurden in den Diabasgängen beobachtet: Plagioklas, Augit, ein farbloser Pyroxen, Quarz, Magnetit, Ilmenit, Pyrit, Biotit, Hornblende, Apatit und Olivin, nebst Chlorit, Calcit, Limonit und Halloysit als Verwitterungsproducte. Die mächtigen Gänge sind holokrystallin, grobkörnig und enthalten alle genannten Mineralien; je weniger mächtig die Gänge sind, um so einfacher wird der Mineralbestand derselben. Er reducirt sich schliesslich auf Plagioklas, Augit, Magnetit und Ilmenit mit gelegentlichen Individuen von Apatit und Olivin.

Der Plagioklas ist wesentlich Labradorit oder Bytownit. In den mächtigen Gängen sind die Individuen tafelförmig oder dick prismatisch und zeigen mehr Zwillingslamellen als die schmal leistenförmigen der wenig mächtigen Gänge. Die Verwitterung derselben schreitet weit häufiger von innen nach aussen vor als umgekehrt. In einem grobkörnigen und holokrystallinen Diabas vom Cabo Frio finden sich drei Feldspathgenerationen: einsprenglingsartige Individuen und Aggregate, die nach ihren Auslöschungen Anorthit zu sein scheinen, leistenförmige Individuen von geringerer Basicität, die mit Augit die eigentliche Gesteinsmasse bilden und endlich granophyrische Quarz-Feldspathaggregate.

Der Pyroxen ist zweierlei: ein bräunlichrother Diabasaugit und ein farbloser Pyroxen, welcher identisch mit dem sogenannten

Digitized by Google

Salit der Salitdiabase ist. Der bräunlichrothe Diabasaugit bildete mit Plagioklas die Hauptgemengtheile des Gesteins. Er ist mit Beziehung auf den Plagioklas bald streng idiomorph, bald allotriomorph. Je schmaler der Gang, um so besser idiomorph ist der braune Augit. Er spaltet ausschliesslich nach $\infty P(110)$ und ist schwach pleochroitisch in gelblich bis röthlichbraunen Tönen mit der Absorption $b = c > a$ und $b = c$ röthlichbraun, a gelblichbraun. Mit dem Schraubenmikrometer-Ocular wurde bestimmt $2E_a = 83°55'$. Gelegentliche mikrolithische Interpositionen in diesem Diabasaugit waren unbestimmbar.

Der farblose Pyroxen hat etwas höheres Brechungsvermögen und stärkere Doppelbrechung. Ausser der Spaltbarkeit nach $\infty P(110)$ findet sich eine solche nach $oP(001)$. Der optische Charakter ist positiv, der Winkel der optischen Axen weit kleiner als derjenige aller anderen Pyroxene. Der grösste gefundene Wert bei Anwendung der Mallard'schen Methode war $2E_a = 36°9'$. Dieser Pyroxen verhielt sich vollkommen gleich in den Gangdiabasen von Rio de Janeiro, in den Trias-Diabasen von New Haven, Conn., von New Jersey, von Cape Blomidon in Neu-Schottland und im Hunnediabas Schwedens. An weniger genau senkrecht zur positiven Bisectrix gelegenen Schnitten wurde gefunden $2E_a = 32°39'$ (Brasilien), $34°77'$ (Huenediabas vom Halleberg in Schweden). Die Versuche zur Isolirung dieser Pyroxene behufs chemischer Untersuchung sind bisher ohne Erfolg geblieben. Um daher die Berechtigung zu prüfen, mit welcher man diese farblosen Pyroxene der Diabase zum Salit stellt, blieb nichts übrig, als den Salit von Sala optisch zu untersuchen und zu vergleichen. Die Resultate dieser Untersuchung finden sich am Schluss dieser Arbeit. Am Salit von Sala war nun $2E_a = 112°30'$ für weisses Licht. Somit ist der „Salit" genannte, pyroxenische Gemengtheil der Diabase kein Salit; aber eine genauere Bestimmung seiner Stellung innerhalb der monoklinen Pyroxene ist zur Zeit nicht ausführbar.

In den hier untersuchten Diabasgängen der Gegend von Rio de Janeiro ist der farblose Pyroxen eine der ältesten Ausscheidungen; er ist idiomorph gegenüber allen anderen Gemengtheilen mit Ausnahme der Eisenerze. Seine Altersbeziehung zu Apatit war nicht festzustellen, da er mit diesem Mineral nirgends zur Berührung kam. Er verwächst parallel mit dem normalen Diabasaugit, ist aber auch diesem gegenüber stets der ältere. Seine grössere Neigung zur Ver-

Digitized by Google

witterung ist oft hervorgehoben, ebenso der an die Serpentinisirung des Olivins erinnernde Verlauf dieser Umwandlung, deren Endproduct Chlorit ist. In den hier beschriebenen, brasilianischen Gangdiabasen ist der farblose Pyroxen auf die mächtigen, holokrystallinen Gänge beschränkt und auch in diesen im ganzen nur spärlich vertreten.

Freie Kieselsäure oder Quarz findet sich in allen Gängen des untersuchten Gebietes in granophyrischer Verwachsung mit Feldspath in geringer Menge, so lange die Gänge eine gewisse Mächtigkeit haben. Sinkt diese unter 2 Meter, so enthalten die Gesteine keinen Quarz, sondern eine Glasbasis innerhalb einer hyalopilitischen Grundmasse, welche gewissermassen an die Stelle der granophyrischen Quarz-Feldspath-Aggregate der mächtigen Gänge tritt. Diese Grundmasse muss also wohl saurer sein als die Summe der Einsprenglinge des Gesteins. Nur in einem der mächtigsten Gänge wurde allotriomorpher Quarz in geringer Menge beobachtet, der nicht in granophyrischer Verwachsung mit Feldspath zu stehen schien.

Magnetit ist in allen Gängen reichlich und in anscheinend gleicher Menge vorhanden, aber in verschiedener Ausbildung. In den mächtigen Gängen sammelt er sich zu ziemlich grossen, einzeln liegenden Körnern und Krystallen, in den schmalen bildet er scharfe Octaëder, die fast stets nach den Hauptaxen zu „gestrickten Formen" verbunden sind. Im allgemeinen sind diese gestrickten Wachsthumsformen um so zierlicher und complicirter, je schmäler der Gang ist. Indessen scheint eine allzu rasche Erstarrung die Entstehung dieser zierlichen Gebilde zu hindern. Sie fehlten in einem 20 Centimeter mächtigen Gange.

Der Ilmenit bildet in den mächtigen Gängen breite Tafeln nach der Basis. Die Dimensionen dieser nehmen ab mit der abnehmenden Mächtigkeit der Gänge, ihr Idiomorphismus dagegen wächst. Zugleich ordnen sie sich zu rosettenähnlichen Gruppen nach der Hauptaxe, oder sie aggregiren sich nach den Nebenaxen unter 60° reihenartig. Die Unterscheidung von Magnetit ist nicht immer leicht und sicher, so lange man nicht *HCl* anwendet. Diese löst den Magnetit rasch, greift den Ilmenit dagegen wenig an. Die beiden Eisenerze sind allen anderen Gemengtheilen gegenüber — den Apatit vielleicht ausgenommen — idiomorph.

Pyrit ist in winzigen Körnern oder lockeren Aggregaten regellos eingesprengt.

Digitized by Google

Biotit und Amphibol treten nur in den mächtigen Gängen sparsam in inniger Verknüpfung mit dem röthlich-braunen Diabasaugit auf; sie fehlen den schmalen Gängen vollkommen. — In einem der schmalen Gänge wurden Pseudomorphosen von Talk nach Olivin beobachtet. — Der Apatit in langen Nadeln findet sich häufiger im Feldspath als im Pyroxen und ist sparsamer in den schmalen als in den mächtigen Gängen vorhanden.

Den grössten Einfluss hat die Gangmächtigkeit auf die Gesteinsstructur ausgeübt. Die mächtigen Gänge zeigen fast durchweg holokrystalline und gabbroïde Structur, eigentlich ophitische nur selten. Im Zusammenhange hiermit scheinen auch die relativen Mengen von Plagioklas und Augit zu stehen. Bei merklich höherem Feldspathgehalt wird die Structur eine gabbroïde, bei starkem Vorwiegen des Augits erscheint die ophitische Structur. — In einem 2 Meter mächtigen Gange ist die Structur echt diabasisch-körnig mit kleinen intersertalen Resten einer pilotaxitischen Grundmasse. — In einem 1 Meter mächtigen Gange ist keine Diabasstructur mehr erkennbar; sie ist durchaus porphyrisch geworden mit pilotaxitischer oder hyalopilitischer Grundmasse. — Mit noch weiter abnehmender Gangweite wird die Menge der glasigen oder entglasten Basis grösser und der porphyrische Charakter der Structur augenfälliger, obgleich die Dimensionen der Einsprenglinge rasch abnehmen. Die Einsprenglinge sind Augit und Plagioklas. In dem 2 Meter mächtigen Gange sind die Augite zum Theil rundliche Körner und gegenüber dem Plagioklas zum Theil idiomorph, zum Theil allotriomorph. Mit abnehmender Gangweite nimmt der Idiomorphismus der Pyroxene unverkennbar zu; in den schmalsten Gängen ist der Augit fast absolut idiomorph. In dem 1 Meter mächtigen Gange bildet der Augit prismatische Individuen, öfters auch divergirende Gruppen von solchen und zum Theile Sphärokrystalle. Diese Tendenz zur Bildung von sphärischen Gruppen und Sphärokrystallen, sowie zu federartigen Wachsthumsformen wächst mit der Abnahme der Gangmächtigkeit. — Selten enthalten die Augiteinsprenglinge Glaseinschlüsse, während dies bei den Plagioklasen der schmalen Gänge sehr regelmässig der Fall ist.

Das specifische Gewicht der frischen Gesteine wechselt mit der mehr oder weniger holokrystallinen Ausbildung derselben und ist also in gewissem Sinne proportional der Gangmächtigkeit. Die folgenden Bestimmungen wurden an vollkommen frischem Material ausgeführt.

Digitized by Google

Mächtiger holokrystalliner Gang . .	3·049	Chr. Corning.
„ „ „ .	3·020	„ „
2 Meter mächtiger Gang, ophitisch, zum Theil intersertal	2·977	E. O. Hovey.
1 Meter mächtiger Gang, pilotaxitisch	2·944	„
20 „ „ „ mit viel Glas	2·913	„

Dass die chemische Zusammensetzung dieser Gänge diejenige normaler Diabase ist, zeigen die folgenden Analysen, welche im Jahre 1886 im Bunsen'schen Laboratorium ausgeführt wurden:

	I	II	I*a*	II*a*	I*b*	II*b*	I*c*	II*c*
SiO_2 .	49·07	50·57	50·33	51·64	83·9	86·1	57·0	58·6
TiO_2. .	1·65	1·02	1·69	1·04	2·1	1·3	1·4	0·9
Al_2O_3 .	10·60	11·70	10·87	11·95	10·6	11·7	7·2	8·0
Fe_2O_3 .	12·03	12·36	12·34	12·62	7·7	8·0	5·2	5·5
FeO . .	6·57	5·89	6·74	6·01	9·4	8·3	6·4	5·6
MgO .	4·68	3·98	4·68	4·06	11·7	14·4	7·9	6·9
CaO .	8·58	7·89	8 80	8·06	15·7	10·1	10·7	9·8
Na_2O .	2·56	3·70	2·63	3·78 .	4·2	6·1	2·9	4·1
K_2O . .	1·76	0·82	1·80	0·84	1·9	0·9	1·3	0·6
H_2O . .	1·70	1·44						
	99·20	99·37	100·00	100·00	147·2	146·9	100·0	100·0

	I*d*	II*d*	I*e*	II*e*
Si + *Ti* . .	58·43	59·50	50·1	50·4
Al . . .	14·40	15·92	12·4	13·5
Fe . . .	16·85	16·55	14·5	14·0
Mg . . .	7·95	6·88	6·8	5·8
Ca . . .	10·66	9·80	9·1	8·3
Na . . .	5·70	8·30	4·9	7·0
K	2·58	1·22	2·2	1·0
	116·59	118·17	100·0	100·0

I. Mächtiger Gang, grobkörnig, holokrystallin, gabbroïde Structur, specifisches Gewicht = 3·020. Nicht ganz frisch; analysirt von Dr. F. Quincke.

II. 20 Meter mächtiger Gang, specifisches Gewicht = 2·913, mit viel hyalopilitischer Grundmasse; vollkommen frisch, so dass der H_2O-Gehalt der Glasbasis angehören muss; analysirt von Dr. T. L. Bailey.

Digitized by Google

I*a* und II*a* sind die auf wasserfreie Substanz und 100 berechneten Analysen.
I*b* und II*b* deren mit 100 vervielfachte Molecularproportionen.
I*c* und II*c* dieselben auf 100 berechnet
I*d* und II*d* die Metallatomproportion hieraus.
I*e* und II*e* dieselben auf 100 berechnet.

Die Gesteine schliessen sich danach auf's beste den ψ-Magmen von H. Rosenbusch[1]) an und enthalten in folgenden Proportionen die Kerne:

	I	II
$(Na\,K)\,Al\,Si_2$	= 28·4	32·2
$Ca\,Al_2\,Si_4$	= 18·4	20·9
$\overset{II}{R}\,Si$	= 46·6	40·0
$\overset{II}{R_2}\,Si$	= 6·6	6·9
	100·0	100·0

Trotzdem somit kein freies *Si* vorhanden war, schied sich in den holokrystallinen Gesteinen etwas Kieselsäure frei aus.

Die Ergebnisse dieser Untersuchung wird man dahin zusammenfassen können, dass eine Diabasformation in Gängen vorliegt, deren Mächtigkeit von mehreren Metern bis auf wenige Centimeter wechselt. Die Korngrösse nimmt sehr regelmässig mit der Mächtigkeit ab. Trotz grosser Uebereinstimmung in der chemischen Zusammensetzung ist die mineralogische Zusammensetzung in den mächtigen Gängen weit mannigfacher als in den schmalen. Die gabbroïde und eigentlich diabasische Structur fehlt den sehr schmalen Gängen, in welchen der Pyroxen mehr und mehr idiomorph und die Structur mehr und mehr hyalopilitisch wird. Magnetit und Ilmenit sind in den breiten und schmalen Gängen etwa in gleicher Menge vorhanden, aber die Neigung zur Ausbildung von Wachsthumsformen nimmt mit abnehmender Gangweite zu; in den allerschmalsten Gängen wurde die reichliche Ausscheidung von Eisenerzen durch zu rasche Abkühlung gehindert. Das specifische Gewicht dieser Gangdiabase nimmt mit der Gangmächtigkeit ab, weil zum Theile dann glasige Erstarrung eintritt; dasselbe bewegt sich in den Grenzen von 3·049 bis 2·913. — Nach dem

[1]) Ueber die chemischen Beziehungen der Eruptivgesteine. Diese Zeitschrift. 1889. XI, 144—178.

Digitized by Google

optischen Axenwinkel kann der farblose Pyroxen dieser und anderer Salitdiabase kein Salit sein.

Salit von Sala in Schweden.

Um zu entscheiden, ob der sogenannte Salit der Diabasgesteine, d. h. ein farbloser Pyroxen in denselben, wirklich Salit sei oder nicht, war es nöthig, die optischen Eigenschaften des echten Salit zu erforschen. Das Material hierzu wurde mit bekannter Liberalität von Herrn Professor Freiherrn A. E. v. Nordenskiöld aus der Sammlung des Reichsmuseums in Stockholm zur Verfügung gestellt. Es lagen mir zwei Stufen vor, deren eine den Salit in Verbindung mit Calcit enthielt, während er auf der anderen von Bleiglanz begleitet und mit diesem sehr innig verwachsen war. Der Salit der ersten Stufe war zum grossen Theile in Talk umgewandelt und nirgends besass er die erforderliche Frische. Der mit Bleiglanz verwachsene Salit erwies sich dagegen sehr frisch und bildete nach (100) tafelförmige und nach c gestreckte Krystalle von grüner Farbe, an denen die Formen (100), (120), (110), (010) und ($\bar{1}11$) beobachtet wurden.

Die Symmetrieebene des ersten zur Untersuchung verwendeten Krystalls war mit natürlichen Aetzfiguren bedeckt; von demselben wurden zwei Schliffe hergestellt parallel (010), wobei die natürlichen Flächen die eine Schlifffläche darstellten. Ein solcher Schnitt löschte im weissen Lichte bei keiner Stellung zwischen gekreuzten Nicols das Licht aus; brachte man ihn in die Stellung der geringsten möglichen Helle, so zeigte er bei Drehung nach der einen Seite hin ein tiefes Berliner Blau, bei der nach der anderen Seite Bronzegrün als Interferenzfarbe. Bei Beobachtung in monochromatischem Lichte erwies sich diese scheinbare Bisectricendispersion auffallend gross; es wurde die Auslöschungsschiefe für $Li = 37^{\circ}\ 18'$, für $Na = 40^{\circ}\ 29'$, für $Tl = 42^{\circ}\ 32{\cdot}5'$ gemessen. An manchen Stellen des Präparates trat eine Auslöschung überhaupt nicht ein. Da der eine Schliff noch dick genug war, wurde er umgelegt und nun die Aetzfiguren von der vorher benutzten natürlichen Fläche abgeschliffen. Danach war die scheinbare Dispersion der Bisectricen vollkommen verschwunden. Da auch ein drittes Präparat aus einem anderen Krystalle mit zwei künstlichen Flächen parallel (010) keine wahrnehmbare Dispersion in weissem Lichte zeigte, so muss das beschriebene Phänomen eine Diffractionserscheinung sein, und thatsächlich sah man das Diffractions-

Digitized by Google

spectrum auf der natürlichen Fläche von (010), die mit Aetzfiguren bedeckt war, bevor diese weggeschliffen wurden.

Da die beiden zur Untersuchung gelangenden Krystalle gross genug waren, um je ein Prisma und eine Platte zur Messung des Axenwinkels zu liefern, so wurden die Bestimmungen doppelt ausgeführt. Die Präparate aus dem Krystalle, welcher die scheinbare Bisectricendispersion zeigte, werden im folgenden mit *A*, die aus dem anderen Krystalle (seine natürlichen Flächen 010 waren vertical gestreift) mit *B* bezeichnet.

Die Axe der kleinsten Elasticität liegt im stumpfen Winkel β. Zufolge der Unvollkommenheit der Spaltrisse nach dem Prisma auf dem klinopinakoidalen Schliff liess sich eine sehr genaue Bestimmung der Auslöschungsschiefe nicht erreichen. Die Messungen ergaben als Mittel aus zahlreichen Ablesungen mit den extremen Werten $c : \mathfrak{c} = 38^\circ 50'$ und $c : \mathfrak{c} = 40^\circ 45'$ im *Na*-Lichte $c : \mathfrak{c} = 39^\circ 32'$, was sich den von Wülfing und Anderen gefundenen Werten für verwandte Pyroxene gut anschliesst.

Von den Hauptbrechungsexponenten wurde nur β bestimmt. Bei dem Krystalle *A* wurde eine künstliche Fläche 100 angeschliffen, deren Neigung zu der natürlichen Fläche $(0\bar{1}0)$ $90^\circ 44' 30''$ betrug; die Neigung der zweiten im Sinne eines Orthodoma angeschliffenen Fläche gegen $(0\bar{1}0)$ betrug $90^\circ 57' 30''$. Der brechende Winkel des Prismas war $31^\circ 18'$. — Bei dem Krystall *B* wurde eine natürliche Fläche (100) benutzt; die zweite angeschliffene Fläche des Prismas war um $89^\circ 2'$ gegen die natürliche Fläche (010) geneigt; der brechende Winkel betrug $34^\circ 11'$.

Für das Prisma aus dem Krystalle *A* ergab sich:

$$\beta_{Li} = 1{\cdot}6834 \qquad \beta_{Na} = 1{\cdot}6860 \qquad \beta_{Tl} = 1{\cdot}6905,$$

für das Prisma aus dem Krystalle *B*, welches etwas weniger gute Politur hatte, wurde gefunden:

$$\beta_{Li} = 1{\cdot}6828 \qquad \beta_{Na} = 1{\cdot}6855 \qquad \beta_{Tl} = 1{\cdot}6897.$$

Die Herstellung der Platte zur Messung des Axenwinkels aus dem Krystalle *A* gelang nicht mit der wünschenswerten Genauigkeit. Die Neigung der Platte gegen (100) betrug $133^\circ 30'$ statt der gesollten $129^\circ 31'$. Die gegen $(0\bar{1}0)$ war $85^\circ 51'$ statt 90°. — Die aus dem Krystalle *B* gewonnene Platte war gegen (100) $130^\circ 30'$ statt $129^\circ 31'$ und gegen $(0\bar{1}0)$ $89^\circ 50'$ statt 90° geneigt.

Digitized by Google

An der ersten Platte wurde vermittelst des Axenwinkelapparates unter Anwendung von Mandelöl mit $N_{Na} = 1{\cdot}4688$ gefunden:

$$2\,V_{Na} = 59^{0}\,4' \pm 5'$$
$$2\,E_{Na} = 112^{0}\,30'.$$

Die Axenplatte aus dem Krystalle *B* war zu klein für die Messung mit demselben Instrumente. Es wurde daher der Winkel der optischen Axen an einem Voigt und Hochgesang'schen Mikroskope mit dem Ocularschraubenmikrometer nach der Mallard'schen Methode ermittelt. Es fand sich

$2\,E$ (weisses Licht) $= 112^{0}\,34{\cdot}5'$, $2\,E$ (rothes Glas) $= 114^{0}\,29{\cdot}5'$,
$2\,E$ (blaues Glas) $= 112^{0}\,34{\cdot}5'$.

In der Färbung der Axenbilder zeigt sich die geneigte Dispersion deutlich mit $\rho > \upsilon$. Bei der auf einem Schnitte nach (001) austretenden Axe ist die Färbung weniger deutlich als bei der auf einem Schnitt nach (100) austretenden.

Der Salit von Sala wurde im Jahre 1820 von H. Rose analysirt. Die mit den Wülfing'schen Angaben nicht gut übereinstimmenden Resultate dieser Untersuchung machten jedoch eine neue Analyse wünschenswert und die hohe Frische des vorliegenden Materials versprach genaue Ergebnisse. Die Reinheit des analysirten Materiales liess nach Entfernung des fein eingesprengten Bleiglanzes mit verdünnter Salpetersäure nichts zu wünschen übrig. Die Ausführung der Analyse, für welche 1·7 Gramm zu Gebote standen, wurde in liebenswürdiger Weise von Prof. Dr. C. H. Smyth, Jr. am Hamilton College, Clinton, N. J., übernommen. Derselbe berichtet: „Es wurde 0·8 Gramm für die Hauptanalyse, 0·4 Gramm für die Bestimmung des Eisenoxyduls verwendet und 0·5 Gramm für einen möglichen Unglücksfall zurückbehalten. Das Pulver war lufttrocken. Die erste Portion (0·8 Gramm) wurde bei 110° C. auf constantes Gewicht gebracht und der Verlust als hygroskopisches Wasser angesehen. Alsdann wurde das Constitutionswasser durch Glühen der Probe und Auffangen des entweichenden Wassers im Chlorcalciumrohr direct bestimmt, hierauf durch Schmelzen mit Alkalicarbonaten aufgeschlossen und nach bekannten Methoden die Trennungen ausgeführt. Zur Bestimmung des *Mn* wurde die Methode mit Essigsäure verwendet. — Die zweite Portion wurde mit *HCl* und *HFl* im CO_2-Strom aufgeschlossen und das Eisenoxydul nach Zusatz von 3 Gramm

Digitized by Google

Zink in schwefelsaurer Lösung mit Chamäleonlösung titrirt. — Die gefundenen Zahlen stehen in Columne I; zum Vergleich gibt II die Rose'sche Analyse.

	I	II
Verlust bei 110° C. .	= 0·325	—
H_2O	= 0·694	0·42
SiO_2	= 54·250	54·86
Al_2O_3	= 1·364	0·21
Fe_2O_3	= 0·194	—
FeO	= 2·231	4·44
MnO	= 0·604	—
MgO	= 16·247	16·49
CaO	= 24·187	23·57
	100·096	99·99

Die Zahlen der Analyse von Smyth reduciren sich unter Vernachlässigung des hygroskopischen Wassers und Umrechnung auf 100 zu den folgenden Werten unter I*a*, woraus die Molecularproportionen unter I*b* folgen:

	I*a*	I*b*	
SiO_2	54·38	0·9062	0·9062
Al_2O_3 . . .	1·37	0·0133	0·0145
Fe_2O_3 . . .	0·19	0·0012	
FeO	2·24	0·0310	0·9183
MnO	0·60	0·0085	
MgO	16·28	0·4071	
CaO	24·24	0·4329	
H_2O	0·70	0·0388	
	100·00		

Es wäre wohl nicht zulässig, bei der evidenten Frische des untersuchten Materials das Wasser durch begonnene Zersetzung zu erklären; dasselbe muss um so mehr als zur Constitution gehörig angesehen werden, als auch Wülfing im Nordmarkener Diopsid einen allerdings um die Hälfte kleineren Betrag von Constitutionswasser nachwies.

Heidelberg, Sommer 1891.

Digitized by Google

IX. Der Granit der Hohen Tatra.

Von **Dr. Julius v. Szádeczky** in Budapest.

(Auszug aus dem in der Sitzung der königl. ungar. naturwissenschaftlichen Gesellschaft am 23. Februar 1892 gehaltenen Vortrage.)

(Mit 1 Figur.)

Im Sommer des Jahres 1891 machte ich von Tátrafüred aus einen Ausflug auf die 2634 Meter hohe Lomnitzer Spitze. Da mich der während des ganzen Ausfluges unaufhörlich niederströmende Regen verhinderte, das weite Panorama der wilden Gegend, die zerrissenen und zerbröckelten Felsmassen zu bewundern, so concentrirte sich meine ganze Aufmerksamkeit auf jene Gesteine, über die unser beschwerlicher Weg führte. An den bemerkenswerteren Stellen sammelte ich Proben, die für mich denkwürdig sind, da sich aus dem mit Eis überzogenen Gestein nur mit grosser Mühe Handstücke gewinnen liessen.

Meine Beschreibung bezieht sich auf das während des erwähnten und eines anderen in der Umgebung von Tátrafüred gemachten Ausfluges gesammelte Material.[1])

Meine Aufsammlungen setzen mich in den Stand, unterstützt durch die mittlerweile vervollkommneten mikroskopischen und chemischen Methoden (Flammenreactionen) eine ausführlichere Beschreibung der an der Bildung der Tátragranite betheiligten Minerale zu geben, als dies Samuel Roth im Jahre 1874 thun konnte.[2])

Dabei will ich auf jene hochgradigen mechanischen und chemischen Einwirkungen, welche einerseits die ursprünglichen Minerale zum Theil verändern, andererseits neue Minerale erzeugt haben[3]), hinweisen.

Wir wissen, dass die hohe Tátra ihre relative Höhe theils jener gewaltigen Faltung, welche vor der Ablagerung der Miocänschichten stattfand, theils einer Senkung des umgebenden Gebietes verdankt.[4])

---

[1]) Die touristische Seite des Ausfluges hat meine Reisegefährtin, die englische Malerin Miss Margaret Fletcher, im „Turistàk Lapja", 1892, pag. 54 behandelt.

[2]) A magas Tátra gránitja. Földtani Közlöny. 1874, IV, pag. 103.

[3]) Judd, On statical and dynamical Metamorphism. Mag. Decadre III, Vol. VI, N. 300.

[4]) V. Uhlig, Ergebnisse geologischer Aufnahmen in den westgalizischen Karpathen. Jahrb. d. geol. Reichsanstalt. Wien 1890.

Digitized by Google

Uns interessirt vornehmlich die erstgenannte Ursache, nämlich jener riesige Druck, der im Antlitze unserer Erde solch eine gewaltige Falte hervorbrachte: die Wirkung dieses Druckes gibt sich in den Dünnschliffen an der Zertrümmerung und Zerbröckelung der Minerale kund.

G. Stache's Aufnahme hat, wie aus dem von ihm angefertigten Profil zu entnehmen ist, ergeben[1]), dass sich der Granit aus Glimmerschiefer erhebt und dass die an seine nördliche Seite sich anlehnenden Dyas-, Trias-, Rhät-, Jura-, Kreide- und Eocänschichten allesammt aus ihrer ursprünglichen horizontalen Lage herausgerückt wurden.

Vor der detaillirten Beschreibung führe ich jene Stellen an, von denen die den Gegenstand der Untersuchung bildenden Proben stammen.

Nr. 1 stammt von dem westlichen Abhange des über Tátrafüred (Schmecks) liegenden, auf der Generalstabskarte (1:75.000) Tarajkö genannten Grates.

Diese Probe besitzt unter allen untersuchten Gesteinen das gesündeste, granitische Gewebe: die von dem Drucke herrührende, die Schiefergesteine charakterisirende Verlängerung der Minerale ist hier am wenigsten sichtbar.

Der Quarz und der Feldspath bilden hier nicht so sehr isolirte Haufen wie in den übrigen Abarten.

2. Vom „Feuerstein" (Tüzelökö) nahm ich auch ein Stück mit, dessen Minerale schon eine Streckung zeigen; die mikroskopische Untersuchung wurde unterlassen, da das Stück vermuthlich aus den höheren Regionen stammt.

3. Der Granit der ersten steilen, über dem „Feuerstein" liegenden Felsengruppe, der sogenannten „Probe"[2]), ist kleinkörniger als die übrigen und stark gequetscht.

Die durch den Druck entstandenen Striche sind manchmal durch die grüne Farbe später entstandener Mineralien sichtbar gemacht.

---

[1]) Aus Hauer's Geologie von Oesterreich-Ungarn. II. Aufl., pag. 107.

[2]) So genannt, weil es die erste steile Stelle ist, die auf dem Wege zur Lomnitzer Spitze die Geschicklichkeit der Touristen erprobt.

Digitized by Google

Das 4. Exemplar ist vom Lomnitzer Grat (vor der Mosesquelle). In diesem ist schon eine 1—2 Centimeter dicke, grüne Ader, welche, wie wir sehen werden, von einer ganzen Reihe der später entstandenen Mineralien gebildet wird. Druckwirkungen sind auch sonst an ihm ausgezeichnet sichtbar.

Das 5. Exemplar ist aus der Gegend der Löwenkopf Oroszlánfej) genannten Felsen, wo mein Aneroïdbarometer eine Höhe von 2475 Meter zeigte. Im Granit dieser Stelle fand ich den meisten röthen Feldspath, jedoch kann man sich überzeugen, dass die lebhaft rothe Farbe bei vielen nur an der Oberfläche vorhanden ist; im Innern sind die Feldspathe gar nicht oder nur schwach roth gefärbt.

Das 6. Exemplar ist der Endgranit der Lomnitzer Spitze, der eine ost-westliche Streckung zeigt. Dieser ist im Vergleiche mit den übrigen ein grosskörniger und ziemlich wohlerhaltener Granit, an dessen einer von den Atmosphärilien angegriffenen Seite man die Richtung, in der die Mineralien verlängert sind, ausgezeichnet wahrnehmen kann. Bei aufmerksamer Betrachtung kann man schon mit blossem Auge wahrnehmen, dass rother Feldspath aus der Loxoklasreihe mit grossen weissen Feldspathindividuen, die sich bei der Flammenprobe wie Feldspath aus der Amazonitreihe verhalten, in dünnen Adern pegmatitartig verwachsen ist.

Beim Uebergang zur Behandlung der in den Graniten gefundenen Mineralbestandtheile erwähne ich, dass Samuel Roth, der auch auf der Szalókispitze sammelte, aber auf der Lomnitzer Spitze nicht weiter als bis zur Mitte kam, unter den Mineralien der Granite der Hohen Tátra in seiner obenangeführten Abhandlung zweierlei Feldspath, zweierlei Glimmer und Quarz erwähnt.

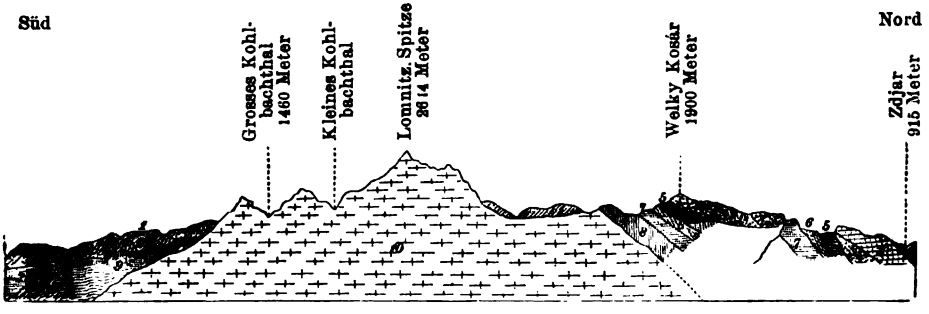
Ich habe auf Grund der neueren, mikroskopischen Untersuchungen, ungefähr nach der Reihe ihrer Entstehung zusammengestellt, folgende Mineralien gefunden: Zirkon, Sphen, Apatit, Titaneisen (Ilmenit), Magneteisen, Hämatit (selten), Biotit, Muscovit, Oligoklas, Orthoklas (Amazonit) als ursprüngliche Mineralien und Kaolin, Epidot, Zoisit, Pennin, Delessit, Leukoxen, Loxoklas, Calcit als Mineralien secundärer Bildung.

Wenn diese Mineralien nicht nach der Reihenfolge ihrer Entstehung, sondern nach ihrer Quantität gruppirt werden, verändert

Digitized by Google

sich ihre Aufeinanderfolge so: Quarz, Orthoklas, Oligoklas, Biotit, Muscovit, Apatit, Magnetit, Ilmenit, Zirkon, Sphen, Hämatit. Die häufigsten der später entstandenen Mineralien sind: der Kaolin, dann folgt der Pennin, Epidot in einzelnen grünen Adern, ausserdem der Delessit, Zoisit, endlich Loxoklas, Leukoxen, Calcit.

Die in grossen Individuen auftretenden Mineralien des Granites der Hohen Tátra zeigen keine regelmässige Krystallbegrenzung, sie sind also allotriomorph. Dies ist grösstentheils die mechanische Wirkung des Druckes, dem das Gestein bei der Gebirgsbildung unterworfen war. Am meisten zerbröckelt wurde der Quarz, der infolge seiner Sprödigkeit in zahllose Stückchen zertrümmert wird, namentlich da, wo



1. Glacialschutt.
2. Eocäner Karpathensandstein.
3. Nummulitenschichten.
4. Jurakalk (Malm).
5. Lias- und Kössenerschichten.
6. Obere Triasmergel.
7. Triaskalk und Dolomit.
8. Rother Sandstein (Trias und Dyas).
9. Gneiss.
10. Granit.

er mit Feldspath in Berührung kommt. Seltener zerspringt der Quarz im Zickzack. Selbst in dem Falle, wo er nicht zerbrochen ist, kann man wenigstens die undulöse Auslöschung, die auch die Folge eines jedoch kleineren Druckes ist, wahrnehmen. Im gewöhnlichen Lichte betrachtet, sehen die Quarzkörner einheitlich aus. Die Zerbröckelung erscheint nur im polarisirten Lichte.

Die Feldspathe sind nicht entfernt so zerbröckelt wie der Quarz; gewöhnlich bilden sie ziemlich grosse Individuen, deren unregelmässige Form allein Zeugnis des einstigen Druckes ist. Die Glimmer sind durch den grossen Druck in hohem Grade deformirt worden, was sich nicht blos darin kundgibt, dass ihre Plättchen sich hin und her biegen und wenden, sondern auch darin, dass sie sich als dünne Rahmen zwischen die Feldspathe

Digitized by Google

schmiegen, oder zerdrückte, gebogene Adern im Quarz bilden. Wir können überhaupt sagen; es ist kein grösseres Mineralindividuum, an dem man die mechanische Wirkung nicht erkennen würde.

Der Quarz bildet gewöhnlich grössere Gruppen und man kann nur selten wahrnehmen, dass er — als später entstandenes Mineral — die übrigen in sich schliesst. In ihm kann man ziemlich allgemein in manchen Richtungen zerstreut, gelbliche Flüssigkeitseinschlüsse mit sehr kleinen Libellen finden, die sich bei gewöhnlicher Zimmertemperatur (20° C.) sehr lebhaft bewegen. Neben den Einschlüssen von Flüssigkeiten mit Libellen findet man in der Richtung derselben Striche auch mit Gas gefüllte Hohlräume, die wahrscheinlich so entstanden sind, dass die Flüssigkeit aus ihnen verschwand. Hierauf lässt der Umstand schliessen, dass man sehr viele Uebergänge zwischen den mit Flüssigkeiten und den mit Gas angefüllten Hohlräumen findet. Die kleineren Libellen bewegen sich sehr lebhaft. Wenn die Libelle grösser ist, geschieht die Bewegung in engeren Grenzen. Die grösseren Libellen bilden den Uebergang zu den Gasporen.

Einen anderen, ziemlich häufig vorkommenden Einschluss bilden im Quarz die braunen trichitischen Stäbchen, deren dünnste Formen von den schmalen Sprüngen nur nach genauer Untersuchung unterschieden werden können. Diese sind gewöhnlich vollkommen gerade, manchesmal auch ein wenig gebogen. Zwischen den ganz nadelartigen sind auch solche mit Pyramidenendungen, wahrscheinlich Rutilnadeln. Der Quarz ist infolge seiner Farblosigkeit und Unversehrtheit leicht von den kaolinisirten Feldspathen zu unterscheiden.

Die Feldspathe sind nicht nur ihrer Form, sondern auch ihrer Materie nach stark verändert. Das Kaolinisiren nahm sowohl am Orthoklas, wie auch am Plagioklas seinen Anfang, aber nicht an jedem Feldspath gleichmässig, denn es gibt nicht nur neben verwandelten Feldspathen viele besser erhaltene, sondern auch in demselben Individuum sind ganz unveränderte und stark kaolinisirte Stellen. Samuel Roth schreibt in seiner obengenannten Abhandlung, die Oligoklase seien infolge ihres Natriumgehaltes der Zersetzung mehr ausgesetzt. Dieses habe ich nicht bemerkt, sondern ich fand im allgemeinen den Orthoklas mehr verwittert, aber in den Details gibt es Ausnahmen, denn z. B. in dem von der „Probe“ stammenden

Digitized by Google

Gesteine kann man sehen, dass neben wohlerhaltenem Orthoklas sehr veränderte Plagioklase mit Kaolin- und Epidotinhalt vorhanden sind. Im Orthoklas und auch im Plagioklas findet man als Einschlüsse sehr hübsche, kleine, pyramidenartig endende, nadelförmige Zirkonmikrolithe, die öfter in Gruppen vorkommen. Seltener treffen wir auch Muscoviteinschlüsse. Der Orthoklas scheint gewissermassen im Granit der höher gelegenen Gegenden, der Oligoklas in dem der tieferen vorzuherrschen. Roth fand, dass der Oligoklas meistens in grösseren Mengen vorhanden ist; den Orthoklas betreffend schreibt er, das der am Fusse und in der Mittelhöhe des Gebirges vorkommende der Perthitreihe angehört, hingegen der auf der Spitze gefundene ruhig in die Amazonitreihe aufgenommen werden darf. In Zusammenhang hiermit fand er die Dichte der am Fusse gefundenen Granite 2·69—2·66, jener aber von der 2453 Meter hohen Szalókispitze 2·37.[1])

Auch ich befasste mich mit der Definition des Feldspathes vom Tarajkö und von der Lomnitzer Spitze durch die Flammenprobe, mit dem Erfolge, dass ich ausser den der Amazonit- und Oligoklasreihe angehörenden Feldspathen im Granit der Lomnitzer Spitze auch rothen Feldspath, der Loxoklasreihe angehörend, fand, der mit weissem Amazonit pegmatitartig zusammengewachsen ist. In demselben fand ich auch Mikropegmatit in einer kleinen Partie.

Die Oligoklase sind gewöhnlich aus zahlreichen dünnen, nach dem Albitgesetze gebildeten Zwillingslamellen zusammengesetzt, die gewöhnlich unter sehr kleinen Winkeln (3—4°) auslöschen. Neben dem Albitgesetze sehen wir manchesmal auch die Zwillingsbildungen des Periklingesetzes (Lomnitzer Grat.) Sehr selten kommen auch nach dem Karlsbader Gesetze geformte Zwillingsfeldspathe vor (Tarajkö). Im Gesteine der Lomnitzer Spitze sind die Plagioklase weniger verwittert als die Orthoklase. Der Gürtel der Verwitterung hat sich manchmal zwischen einem reinen (unbeschädigten) Kern im Mittelpunkte und einer unversehrten äusseren Schichte gebildet. Der vom Lomnitzer Grate stammende Plagioklas ist braun von den Sprüngen und von den in der Richtung der Zwillingslamellen ausgeschiedenen Stoffen.

[1]) Eine unwahrscheinlich niedrige Zahl. Ich fand am Gestein der Lomnitzer Spitze 2·660, an dem der Tarajkö 2·665.

Digitized by Google

Die Glimmer sind weit seltener vorhanden als der Feldspath oder der Quarz, und zwar herrscht der braune Glimmer (Biotit) entschieden über den weissen (Muscovit). Der Biotit ist selten unversehrt, meistens verwandelt er sich in Chlorit, Epidot, Magnetit. Der Biotit der Lomnitzer Spitze ist ganz in eine graue Masse verwandelt worden, in deren krummen Sprüngen schwarzer Magnetit ausgeschieden wurde. Die Ränder des Biotits der Lomnitzer Spitze sind gewöhnlich in Pennin verwandelt, als Einschlüsse sind in ihm Zirkon und Magnetit sichtbar, sehr oft schmiegt sich Apatit an ihn. Im Biotit des Granites von der „Probe" fand ich blutrothen Hämatit eingeschlossen.

Wenn der Muscovit mit dem Biotit zusammen vorkommt, dann dringt ersterer oft senkrecht in diesen, so dass ihre Spaltungslinien rechte Winkel bilden. Ausser den zusammengedrückten Splittern findet man auch unversehrte, gesunde Plättchen des Muscovit.

Apatit findet sich in jedem der untersuchten Handstücke, und zwar nicht nur in kleinen Körnern, sondern er bildet auch grössere Individuen. Er gesellt sich meistens zu dem Biotit, kommt aber auch unter den weissen Mineralien vor. Bei starker Vergrösserung kann man sehen, dass infolge des Druckes auch der Apatit in kleine Theile zerfiel. Im Gestein der Lomnitzer Spitze fand ich im äusseren Theile des Apatit kleine Zirkonstäbchen.

Magneteisen findet sich als ursprünglicher Bestandtheil nur selten in diesem Granit, manchmal bildet er sich durch Verwandlung aus Biotit. In einem grösseren Magnetit des Granites der Lomnitzer Spitze fand ich einen Apatiteinschluss. In den Exemplaren von der „Probe" und auch vom Tarajkö scheint das Magneteisen durch Titaneisen (Ilmenit, Menaccanit) ersetzt zu sein, worauf ich nicht nur aus der Form des schwarzen Minerales, sondern auch aus seiner Umwandlung in Leukoxen schliesse. Das Vorhandensein dieses eher in den basischen Gesteinen vorkommenden Minerales ist ein wenig auffallend. Ich erwähne noch, dass der ebenfalls *Ti* enthaltende Sphen auch als ursprünglicher Bestandtheil im Granit der „Probe" vorkommt, aber nicht in grosser Menge. Er bildet sehr kleine spindelähnliche Krystalle, ausserdem regellose Körnchen. Charakteristisch für ihn sind seine starke Licht- und Doppelbrechung.

Die nachträglich gebildeten Mineralien muss man grösstentheils betrachten als Erzeugnisse der mit dem Dynamometamorphismus

Digitized by Google

zusammenhängenden chemischen und Krystallisations- — Judd's statischen — Metamorphismen.

Am allgemeinsten verbreitet unter den nachträglichen Mineralien ist der Kaolin, dessen kleine schuppige Plättchen man — wie schon erwähnt — ebenso im Orthoklas, wie im Plagioklas in grossen Mengen findet.

Sehr verbreitet im Granit der Hohen Tátra ist der Chlorit und der Epidot. Der Pennin verräth oft, dass er ein Nachkomme des Biotit ist, insoferne der äussere Theil des zusammengedrückten Biotit oder einzelne Fasern seines Innern in Pennin verwandelt wurden.

Auch Epidot kommt in jedem der beschriebenen Granite vor. Im von der „Probe" stammenden Exemplare finden wir nicht nur grünen, pleochroitischen, sondern auch weisslich-grauen, fast farblosen, nicht pleochroitischen Zoisit. Manchmal sind beide Arten an demselben verdrückten Krystall sichtbar. Der Zoisit ist infolge seiner Farbe und Lichtbrechung dem Sphen ähnlich, doch von diesem durch seine schwächere Doppelbrechung und diametral liegenden Axenebenen zu unterscheiden.

Im Granit der Lomnitzer Spitze, in dem eine dicke grüne Ader vorkommt, finden wir mehrere Arten des Chlorit und Epidot, manchesmal sehr schöne Gruppen bildend. Ausser dem sehr schwach doppelbrechenden und sehr stark pleochroitischen Pennin kommt auch der stärker doppelbrechende, in der Längsrichtung negative, chloritartige Delessit vor mit fächerartiger Gruppirung. Den grösseren Theil der grünen Ader bilden epidotartige Mineralien, nämlich der gewöhnliche Epidot und der viel schwächer doppelbrechende Zoisit mit diametral liegenden Axenebenen. Die epidotartigen Mineralien finden sich mehr an dem Rande der grünen Ader, die chloritartigen zahlreicher im Innern derselben, jedoch überall findet man beide Arten. Zwischen ihnen ist auch Quarz mit Flüssigkeitseinschlüssen und Gaslibellen vorhanden.

Den Pegmatit der Lomnitzer Spitze, richtiger gesagt den denselben bildenden Feldspath der Loxoklasreihe, müssen wir auch für nachträglich gebildet halten, wie das Judd vom Mikropegmatit überhaupt nachwies. In dem von der „Probe" stammenden, sehr veränderten Gesteine fand ich auch sehr kleine Calcitkörner. Ein Theil der Muscovite scheint ebenfalls späterer Bildung zu sein. Ich

Digitized by Google

kann, die Entstehungszeit dieser Granite betreffend, eine Bemerkung Dr. Samuel Roth's, die er am rothen Orthoklas der Granite des Sirókahegy machte, nicht unerwähnt lassen. Diese Bemerkung ist, dass der Granit des Siróka den rothen Sandstein bedeckt, woraus folgt, dass seine Eruption „höchstens um die Mitte des Dyas nach der Ablagerung des die unterste Schichte jenes bildenden, rothen Sandsteines" geschah. (Dr. S. Roth, Jegyzetek a Magas Tátráról. Földt. Közl. 1878, 280. lap.)

Im Granit der Hohen Tátra sind es also hauptsächlich die Mineralien: Quarz, Orthoklas, Oligoklas, Biotit, Muscovit, Apatit, dann der Kaolin, Chlorit, Pennin, Epidot, an denen man mechanische Wirkungen, die bei der Entstehung des Gebirges entstanden, namentlich die Zerbröckelung, gut wahrnehmen kann.

Budapest, im petrographischen Laboratorium der königl. ungar. Universität der Wissenschaften. Februar, 1892.

Digitized by Google

X. Weitere Mittheilungen über granitische Einschlüsse in Basalten der Oberlausitz.

Von **Otto Beyer** in Bautzen.

Im Anschluss an die früheren Beobachtungen der granitischen Einschlüsse des Grossdehsaer Berges [1]) wurden Einschlüsse von Granit in den Nephelinbasalten des Spitzberges bei Deutsch-Paulsdorf, des Wachberges bei Kemnitz und des Hirschberges bei Herwigsdorf einer eingehenden Untersuchung unterzogen. Wenn auch die Ergebnisse derselben mit denen der früheren Arbeit über den Grossdehsaer Berg im wesentlichen übereinstimmen, so finden sich doch einige Erscheinungen, die weiteres Interesse besitzen und darum im nachfolgenden kurz beschrieben werden sollen.

In den meisten Einschlüssen gingen die durch das basaltische Magma bewirkten Veränderungen nicht über die ersten Stadien — Frittung der Gemengtheile, Einschmelzen des Glimmers, Berstung und Aufblätterung der Feldspathe — hinaus. Im Hirschberge zeigen alle Feldspathe die als Hitzewirkung anzusehende charakteristische Zerklüftung und Aufblätterung, die Wabenstructur [2]), ganz vorzüglich. In der stellenweise recht reichlichen Schmelzmasse liegen von Neubildungen massenhaft Spinelle von blauer, violetter und grünlicher Farbe, ferner Magnetite, Eisenglanzblättchen, Feldspathmikrolithe, vielfach mit anhaftenden zierlichen Trichitenbüscheln, und Anhäufungen kleiner Augitsäulchen, welche überdies in Gestalt der bekannten „Augitkränze" die stets corrodirten Quarze der Einschlüsse umgeben. Eine dünne Schmelzlage umhüllt viele Einschlüsse, ohne jedoch charakteristische Bildungen aufzuweisen. Wichtige Contactwirkungen am umhüllenden Basalte konnten nicht aufgefunden werden.

Schon weitergehende Veränderungen lassen sich an den Einschlüssen des melilithreichen Nephelinbasaltes, der in Gangform auf

[1]) Beyer, Der Basalt des Grossdehsaer Berges und seine Einschlüsse etc. Mineralog. u. petrogr. Mitth., hrsg. v. G. Tschermak. Bd. X.

[2]) Ibid. pag. 27.

Digitized by Google

dem Wachberge bei Kemnitz auftritt, und erst seit circa 5 Jahren aufgedeckt wurde, wahrnehmen. Die recht reichliche Schmelzmasse von schwarzgrüner Farbe fällt schon dem unbewaffneten Auge auf und verleiht allen Einschlüssen porphyrischen Habitus. Spinelle von 0·0017—0·006 Millimeter Durchmesser in ungeheueren Mengen vereinigen sich zu streifenförmigen Aggregaten. Der augitische Mikrolithenkranz an den stets stark zerfressenen Quarzen fehlt nur dort, wo die Spinellschwärme als unmittelbare Nachbarschaft der Quarzruinen auftreten und Thonerde und Magnesia für sich beansprucht haben. Der Glasgrund der Quarze ist an allen diesen Stellen farblos und verhält sich isotrop. Massenhafte Glaskugeln, nachträglich erfüllt mit wahrscheinlich chalcedonähnlichen, strahlig von einem Mittelpunkte ausgehenden Mikrolithen mit fixen Interferenzkreuzen, lassen sich überall wahrnehmen. Magnetit ist reichlich ausgeschieden. Kleine Anhäufungen winziger, farbloser Schüppchen mit ganz schwachbläulichen Farben im parallel polarisirten Lichte, in farblosem Schmelzgrunde liegend, können wohl nur als Tridymit gedeutet werden.

Die Wabenstructur ist allen Feldspathen der Einschlüsse eigenthümlich. Obwohl die meisten Feldspathe von schmutzigbraunen Schmelzhöfen umgeben sind, Schmelzmasse auch häufig in ihrem Innern grosse Tümpel bildet, obwohl ferner sehr häufig Feldspathmikrolithen zerstreut in der Schmelzmasse zur Ausscheidung gekommen sind, kurz alle Anzeichen tiefgehender Schmelzwirkungen vorliegen, konnte doch nirgends die sonst unter gleichen Verhältnissen häufige, um nicht zu sagen, übliche Ausheilung und Rahmenbildung beobachtet werden.[1])

Eine schmale, millimeterdicke Schmelzzone trennt den Einschluss vom Basalte. Sie zeigt alle charakteristischen, anderswo[2]) beschriebenen Erscheinungen. — In der Contactzone des Basaltes (Ibid. 37) ist bis auf 2—4 Millimeter Entfernung vom Contacte der Nephelin verschwunden. Seine Stelle nehmen grosse Plagioklastafeln ein, welche zweifellos denselben Ursachen ihre Entstehung verdanken, wie die ähnlichen Erscheinungen im Bubenikbasalte.[3]) In der Contactzone befindliche Olivine sind zum Theil stark corrodirt,

[1]) Ibid. pag. 28.
[2]) Ibid. pag. 36.
[3]) Ibid. pag. 38.

Digitized by Google

durch in die Risse eindringende Schmelzmasse (Magma?) in Bröckchen zertheilt und von hellen Glashöfen umgeben, in welchen viele durch ihre Grösse vom basaltischen Augit leicht zu unterscheidende Augitkryställchen sich bilden konnten und nun die Olivine kranzartig umgeben.[1]) Von der Schmelzzone der Einschlüsse aus zieht in breiten, wiederholt sich theilenden Bändern Schmelzmasse hinein in die Contactzone des Basaltes, erfüllt mit Spinellen und Magnetiten und gewährt nicht selten recht instructive Bilder der Fluctuation. — Höchst auffallend und interessant ist das Auftreten eines Minerals in der Contactzone des Basaltes einiger Einschlüsse, das nach allen seinen Eigenschaften der Hauyngruppe zugehört. Die 0·7 Millimeter grossen rundlichen, sehr zahlreichen Einsprenglinge besitzen einen deutlich hellblauen, frischen, isotropen Rand von 0·015 Millimeter durchschnittlicher Breite und sind im Innern erfüllt mit brauner Glasbasis und rechtwinklig, zum Theil auch im Winkel von 60° sich schneidenden dunklen Strichsystemen. Abgesehen von einigen Individuen mit nicht gerade regelmässig sechseckiger Form, sind die meisten recht unregelmässig und in die Länge gestreckt. Neben diesen scharf individualisirten Gebilden finden sich grosse, höchst unregelmässige Partien des basaltischen Grundgewebes, welche ebenfalls begrenzt und umrahmt werden von frischer blauer Hauynsubstanz. Es dürfte wohl schwierig sein, über die Herkunft dieser sonderbaren Erscheinungen der Contactzone befriedigende Erklärungen zu geben. Die frische Beschaffenheit des Randes lässt wohl am ehesten auf Neubildung schliessen.

Einige recht interessante Contactwirkungen finden sich auch an gewissen Einschlüssen von Granitit im Nephelinbasalte des Spitzberges bei Deutsch-Paulsdorf. — Die untersuchten Proben entstammen dem Südabfall der kleinen Kuppe. Dort treten die Einschlüsse in allen Grössen und Formen auf. Von meterlangen Schollen fast unveränderten, höchstens gefritteten Granits bis zu erbsengrossen Kugeln und Bohnen von glasiger Beschaffenheit gibt es alle Abstufungen.

Die in den kleinen und mittelgrossen Einschlüssen mitunter recht reichlich vorhandene Schmelzmasse zerfällt an gewissen Stellen, besonders in der Nähe der Feldspathe, in braune Kugeln, die durch

[1]) Ibid. pag. 37 und 38.

Digitized by Google

ihr optisches Verhalten als echte Sphärolithe sich kennzeichnen. Nur selten ist die Schmelzmasse vollständig isotrop. Trichiten in büschel-, rasen- oder farnwedelähnlichen Anordnungen, körnige Mikrolithe aller Arten bewirkten ihre Entglasung beim Erstarren. Es bedarf kaum der Erwähnung, dass auch bei diesen Einschlüssen Glasblasen von allen Grössen in reicher Anzahl in der Schmelzmasse anzutreffen sind. — Die Veränderungen an den Quarzen und Feldspathen der Einschlüsse mit porphyrischer Structur sind vollständig analog den früher beschriebenen [1]) und ein Eingehen auf sie an dieser Stelle würde nur in Wiederholungen bestehen. Auch unter den Neubildungen in der Schmelzmasse trifft man nur die alten Bekannten: Augit, Feldspath, Magnetit, Spinell. — Grösseres Interesse jedoch beanspruchen einige Erscheinungen, die an einem mächtigen Granitblocke zur Wahrnehmung gelangten. Derselbe besteht aus mehreren grösseren und zahlreichen kleinen Bruchstücken, welche durch grauschwarzes Gestein von Structur und Aussehen des Basaltes untereinander verkittet sind. Das eigenartige Gestein zieht auch auf Adern und Schlieren hinein in die Granitbrocken und verbindet diese anderseits fest mit dem umhüllenden Basalte, so dass eine mechanische Trennung durch Abschlagen nicht möglich wird. Bereits mit der Lupe ist zu beobachten, wie der Granit durch allmähliches Zurücktreten der Feldspathe und Quarze und durch Zunahme einer dunklen Grundmasse in das fragliche Gestein übergeht. Die ursprüngliche Annahme, dass in diesem ein quarzglimmerfelsartiger Einschluss des Granitits vorliegen könne, wurde durch die mikroskopische Betrachtung nicht bestätigt und dürfte es darum nicht ohne Interesse sein, wenn etwas näher auf die eigenthümlichen, an den bisher bekannt gewordenen Einschlüssen der Oberlausitz noch nicht aufgefundenen Gebilde eingegangen wird. Unter dem Mikroskope zeigt das fragliche Gestein reichliche Schmelzmasse, in welcher Feldspath und Quarzreste, sowie Neubildungen aller Art und Glasblasen eingebettet liegen. In der Nähe des normalen Granitits ist die durchschnittliche Grösse der Feldspathe 5 Millimeter, in weiterer Entfernung davon messen sie 1—1·5 Millimeter und im Innersten des Gesteins verschwinden sie mit den Quarzen fast vollständig. Beide Gemengtheile des Granits zeigen die bekannten charakteristischen

[1]) Ibid. pag. 24 ff.

Digitized by Google

Schmelz- und Corrosionswirkungen; die Feldspathe Wabenstructur, randliche Einschmelzung und braunen Schmelzhof, Rahmenbildung, Corrosion von innen heraus u. s. w., an den Quarzen gewahrt man alle Grade der Zerstörung von dem Beginn der Corrosion mit Abrundung und Einbuchtung bis zur vollständigen Auflösung. Diese Zerstörungsarbeit der Schmelzmasse mit Bezug auf die Quarze gewährt ganz besonders instructive Bilder, weil der Schmelzgrund in unmittelbarer Nähe der Quarze farblos erscheint und erst in grösserer Entfernung die Schmelzmasse dunklere Färbung erhält. Verknüpft mit diesen Erscheinungen am Quarze ist das Auftreten von 0·01 bis 0·1 Millimeter grossen Augitkryställchen, die in kranzförmigen Aggregaten das Quarzkorn umgeben, mit der fortschreitenden Auflösung desselben an Grösse zunehmen und schliesslich mitsammt dem zurückgebliebenen hellen Glastümpel die einstige Lage des verschwundenen Kornes angeben. Es entstehen „Augitaugen", ähnlich denen des Basaltes.[1]) Neben diesen an die Quarzcorrosion mit ihrem Entstehen verknüpften, kurzsäuligen Kryställchen finden sich in der Schmelzmasse, und zwar stets auf farblosem Grunde, bis 0·2 Millimeter lange spiessförmige Krystalle von grünlicher Farbe mit ziemlich starkem Pleochroismus, die nach ihrem ganzen Verhalten ebenfalls dem Augit zugesellt werden müssen.

Als sehr seltene Neubildungen treten in gewissen hellen Stellen der Schmelzmasse 0·05—0·1 Millimeter im Durchmesser haltende, Sechsecke und verschobene Vierecke bildende Blättchen eines Minerales auf, dessen bräunliche Farbe und ausgeprägter Pleochroismus an den Vierecken (Braun-Schwarz) es als Glied der Glimmergruppe (Biotit) charakterisiren.

Als Ausscheidung der Schmelzmasse ist weiterhin ein Mineral anzusehen, das in Hunderten von farblosen abgerundeten Körnern (0·01—0·03 Millimeter), ohne jede krystallographische Begrenzung auftritt und sehr starke Doppelbrechung, sowie lebhafte Polarisationsfarben besitzt. Eine eingehendere, insbesondere mikrochemische Prüfung war nicht möglich; doch scheint allem Vermuthen nach Olivin vorzuliegen.

Entschieden zu den Neubildungen gehört ferner ein Mineral, dessen Durchschnitte in Gestalt kleiner Rechtecke, Quadrate und

[1]) Ibid. pag. 38.

Digitized by Google

Sechsecke recht häufig vorkommen. Die Rechtecke haben gewöhnlich eine Länge von 0·07—0·09 Millimeter, die Breite von 0·05 bis 0·07 Millimeter. Sie sind meist farblos, hin und wieder schwach bläulich und nur schwach negativ doppelbrechend. Die Auslöschung ist parallel der Längsstreckung, Polarisationsfarben wie beim Quarz in dünnen Schnitten. Die Rechtecke lassen fast sets deutlichen Pleochroismus erkennen, besonders nach vorausgegangenem Glühen des Präparates, und zwar parallel den Langseiten Gelb, parallel den Kurzseiten Blau. An einigen Sechsecken konnte mit Sicherheit bei Drehung des Analysators Drillingsverwachsung festgestellt werden. Auf Grund vorstehender Untersuchung ist das fragliche Mineral zweifellos als Cordierit anzusehen. — Neubildung von Cordierit in verglasten Sandsteinen beschrieb zuletzt Herr Zirkel[1]) in ähnlicher Weise. Nur hatten die von ihm beobachteten Schnitte und Kryställchen etwas geringere Grösse. — Bereits im Jahre 1888 wurden dieselben Gebilde in der Schmelzmasse der granitischen Einschlüsse am Grossdehsaer Berge aufgefunden und als Cordierit vermuthet.[2]) Da von diesen die Grössenverhältnisse nicht angegeben waren, so mögen sie hier folgen:

Länge 0·05—0·25 Millimeter,
Breite 0·03—0·16 „

Ihre erneute Prüfung und die Vergleichung mit den von Herrn Zirkel beschriebenen und den in den Einschlüssen des Spitzberges aufgefundenen ergibt ihre völlige Uebereinstimmung mit jenen und ist danach mit Sicherheit anzunehmen, dass der Cordierit unter den Neubildungen in der Schmelzmasse granitischer Einschlüsse in den Basalten als nicht gerade seltene Erscheinung zu betrachten ist.

Die Cordierite der Graniteinschlüsse des Grossdehsaer Berges liegen stets innerhalb der Schmelzmasse und erscheinen fast immer in Gesellschaft des Magnetits, der auch in reichlicher Menge die Cordieritsubstanz in Form von Einschlüssen erfüllt. Die Cordieritkryställchen in dem Vorkommnis am Spitzberge lagern ebenfalls in der Schmelzmasse, jedoch durchgängig in unmittelbarer Nachbarschaft der Feldspathe und, insofern diese grosse Einschlüsse von Schmelzmasse

[1]) Neues Jahrbuch für Mineralogie. 1891, Bd. I, Heft 1, pag. 109 ff.
[2]) Der Basalt des Grossdehsaer Berges etc., pag. 29.

Digitized by Google

beherbergen, also als Skelette von jener durchtränkt werden, selbst innerhalb der Feldspathe.

Der Uebergang von dem beschriebenen dunklen Gestein, das als Kitt oder Cement die Granitbrocken zusammenhält, zum normalen Basalte erfolgt ganz unmerklich: Feldspathe und Quarze verschwinden nach und nach, die Augitanhäufungen mehren sich und treten näher aneinander, der Magnetit erhält gleichmässigere Vertheilung in der stark zurücktretenden Schmelzmasse, Olivine treten auf und damit hat das Gestein Basaltcharakter bekommen und unterscheidet sich vom normalen Nephelinbasalte, wie er die Hauptmasse des Spitzberges bildet, nur noch durch die zahlreichen, ihn durchziehenden Feldspathleisten und durch den Mangel an Nephelin.

Die mit Vorstehendem beschriebenen auffallenden Erscheinungen an dem betreffenden Graniteinschlusse lassen sich wohl nur damit erklären, dass ein grösserer Granitblock vor oder während seiner Umhüllung durch das basaltische Magma rissig geworden und in mehrere Stücke zersprengt worden ist. In die Risse hinein drang basaltisches Magma, erweiterte sie, wirkte schmelzend und auflösend auf Glimmer, Feldspath und Quarz ein und vermischte und verband sich mit der entstehenden granitischen Schmelzmasse. Das so veränderte Magma wirkte weiter zerstörend ein, soweit es mit dem Granit in Berührung kam, die Olivine wurden ebenfalls aufgelöst, und in der nur noch die Skelette weniger Feldspathe und Quarze enthaltenden Schmelzlösung kamen nacheinander Magnetit, Spinell, Augit, Olivin in Körnern, Glimmer, Cordierit, Feldspathe und zahlreiche Entglasungsproducte zur Ausscheidung.

Die scheinbar glasigen, in Wirklichkeit mit allerhand Entglasungsproducten, Mikrolithen und Partikelchen primärer Mineralien erfüllten Einschlüsse[1]) und die durch Entwicklung einer Schmelzmasse porphyrisch gewordenen sind ebenfalls durch eine äussere Schmelzzone mit dem umgebenden basaltischen Gestein verbunden, die im wesentlichen die von anderen Punkten her bekannten Erscheinungen zeigt. Auch in der Contactzone des Basaltes finden sich lediglich die bei Beschreibung des Grossdehsaer Berges[2]) behandelten Ver-

[1]) Der Basalt des Grossdehsaer Berges etc., pag. 35.

[2]) Ibid. pag. 37.

Digitized by Google

änderungen, wobei bemerkt sein möge, dass diese letzteren alle Contacterscheinungen am Spitzberge in Bezug auf Schönheit, Frische und Klarheit der Bilder weit übertreffen.

Nicht unerwähnt möge bleiben, dass in Uebereinstimmung mit früheren Beobachtungen, wonach granitische Einschlüsse sich wesentlich dort finden, wo nur geringe basaltische Mengen auftreten [1]), auch die im vorliegenden Berichte erwähnten Vorkommnisse kleine Kuppen

Digitized by Google

XI. Ueber die sogenannte Sanduhrform der Augite.

Von **Jos. Blumrich.**

(Mit Tafel VIII.)

Schon seit längerer Zeit kennt man eine eigenthümliche Structur des Inneren mancher Augitkrystalle aus jüngeren Eruptivgesteinen, welche mit dem Namen Sanduhrform oder Stundenglasform belegt worden ist.[1]) Auf dieselbe machte im Jahre 1879 van Werveke[2]) zuerst aufmerksam und charakterisirt sie [an Schnitten parallel (010)] folgendermassen: „Zwischen gekreuzten Nicols zerfallen die Augite in Quadranten, von denen je zwei gegenüberliegende gleichzeitig auslöschen; sie sind theils ziemlich regelmässig, theils unregelmässig gegen einander abgegrenzt. Die zwei mehr oder weniger keilförmigen Quadranten treten schon ohne Anwendung des Analysators durch hellere Färbung, wenn auch weniger deutlich hervor." In den Zeichnungen hat er die Auslöschungsschiefe[3]) der hellen Quadranten um 5—10° grösser eingetragen als die der dunklen. Diese Erscheinung der Feldertheilung hat er an den Augiten vieler vulcanischer Gesteine beobachten können, jedoch, wie er selbst angibt, immer nur an Schnitten parallel oder nahezu parallel der Symmetrieebene und fügt ausdrücklich hinzu: „Schnitte nach dem

[1]) Sie ist von manchen auch als briefcouvertähnlicher Aufbau bezeichnet worden.

[2]) Beitrag zur Kenntnis der Limburgite. Neues Jahrb. f. Min. 1879, pag. 491. — Beitrag zur Kenntnis der Gesteine der Insel Palma. Ebenda pag. 815.

[3]) Van Werveke bezeichnet sie als $c:c$; dies ist jedoch nicht richtig, denn nahezu centrale Schnitte // (010) von basaltischen Augiten sind begrenzt von den Tracen der Flächen (100) und ($\bar{1}11$). Diejenige Schwingungsrichtung nun, welche dem stumpfen Winkel zwischen den Tracen von 100 und $\bar{1}11$ zuläuft und deren Winkel gegen c von van Werveke gemessen wurde, erweist sich bei einer Prüfung als die Elasticitätsaxe a. Wenn wir zwei von ihm angeführte Beispiele herausgreifen, hat es demnach eigentlich zu lauten: die Auslöschungsschiefe $a:c$ beträgt für die dunklen Theile 26° beziehungsweise 33°, für die hellen Theile 36° beziehungsweise 41°. Daher ist hier die Auslöschungsschiefe $c:c$ auf die Werte 64° beziehungsweise 57° für die dunklen Theile und auf 54° beziehungsweise 49° für die hellen Theile zu verbessern.

Digitized by Google

Orthopinakoid oder nach der Basis sind vollkommen homogen gefärbt oder zonar aufgebaut und zeigen keine Eigenthümlichkeiten, welche zur Erklärung der beschriebenen Erscheinung besonders verwertet werden könnten." Die in Rede stehende Erscheinung wusste er nicht sicher zu deuten und spricht nur die Vermuthung aus, „am ehesten dürfte eine Wachsthumserscheinung vorliegen mit abweichend optisch orientirter, zu verschiedenen Zeiten angesetzter Substanz". Die Andeutung van Werveke's führte Rosenbusch[1]) etwas weiter aus und formulirte sie in folgender Weise: „Als Sanduhrform pflegt man diejenige Art des Schalenbaues zu bezeichnen, welche entsteht, wenn die Lücken gegabelter Krystalle sich später mit neuangesetzter Pyroxensubstanz ausfüllen." Und diese Auffassung des Wesens der Sanduhrform ist bisher die herrschende geblieben.

Blosse Erwähnung der Erscheinung geschah in letzter Zeit von Seiten vieler Autoren, welche basaltähnliche Gesteine untersuchten. Auch in einer jüngst erschienenen Abhandlung von A. Dannenberg[2]) über den Leilenkopf wird gelegentlich darauf Bezug genommen. Er beobachtete an den Augiten der Auswürflinge vom Leilenkopf, welche sich als Nephelinbasalt kennzeichnen, in Schnitten nach (010) eine Erscheinung, welche an die von van Werveke beschriebenen sanduhrförmigen Bildungen erinnere, aber doch wohl davon verschieden sei. „Besonders zwischen gekreuzten Nicols scheinen solche Krystallschnitte in 5 Theile zu zerfallen, die durch verschiedene Streifung unterschieden sind. Die zwei an den Schmalseiten gelegenen trapezförmigen Stücke *C* sind parallel der Kante *s* ($\bar{1}11$), zwei andere meist schmale an der Längsseite liegende Stücke *B* sind parallel mit der Verticalaxe gestreift; von diesen umschlossen bleibt in der Mitte ein Parallelogramm *A*, dessen Begrenzung den Krystallumrissen parallel ist, ebenso wie seine Streifung, welche gleichfalls geschlossene Parallelogramme bildet, während die Streifensysteme der Randstücke nicht zusammenschliessen. . . . Die einzelnen Theile sind scharf von einander abgegrenzt, beim Drehen löschen *C*, *B* und *A* nach einander aus, und zwar in umgekehrter Reihenfolge." Das Zustandekommen dieser Erscheinung erklärt er durch die Annahme, dass sich an den Kern *A* zunächst die seitlichen Theile *B* ansetzten und zuletzt der

[1]) H Rosenbusch, Physiographie. 2. Aufl., Bd. I, pag. 436; 3. Aufl., pag. 514.

[2]) A. Dannenberg, Der Leilenkopf, ein Aschenvulcan des Laacherseegebietes. Jahrb. d. k. preuss. geol. Landesanstalt für 1891, pag. 100.

Digitized by Google

offengebliebene keilförmige Raum durch die Stücke *C* ausgefüllt wurde, eine Erklärung, welche mit der früher gegebenen wesentlich übereinstimmt.

Herr Dannenberg hatte die Freundlichkeit, mir einige seiner Präparate zur Ansicht zu senden, wofür ich ihm zu grossem Danke verpflichtet bin. Leider machte ich die Wahrnehmung, dass auch ihm gleich van Werveke bei der optischen Orientirung der Schnitte nach (010) ein Irrthum unterlaufen ist. Herr Dannenberg gibt die Auslöschungsschiefe $c : c$ im dunklen Kern *A* mit 29° an, in den Seitentheilen *B* mit 36—37° und in den Theilen *C* unterhalb der ($\bar{1}11$) Flächen zu 41°. Wie ich mich jedoch überzeugt habe, gelten diese Werte für $a : c$; demnach sind die Werte für die Auslöschungsschiefe $c : c$ bezüglich mit 61°, 54—53° und 49° anzusetzen. Noch will ich bemerken, dass der grüne, schwach pleochroitische Kern meist nicht parallel den Schnittumrissen begrenzt ist, sondern eine unregelmässige Gestalt besitzt und homogen erscheint.

Andeutungen der Sanduhrform beobachtete Dannenberg auch an Schnitten ∥ (100). Ein solcher ist in Fig. 4 aus seinen Präparaten bei gekreuzten Nicols auf photographischem Wege dargestellt. Die sechsseitige Begrenzung wird von den Tracen der Flächen von ($\bar{1}11$) und (010) gebildet. In der Mitte sieht man einen unregelmässig geformten Krystallkern, welchem eine Zonenstructur fehlt; die unmittelbar ihn umgebende Hülle, welche zum Theile noch schwach grünlich gefärbt ist, gewinnt allmählich eine regelmässige Gestalt. Der darauf folgende äussere Theil zeigt einen sehr schönen Schalenbau, und auf ihn beschränkt sich auch lediglich die sanduhrförmige Bildung, welche hier in der Weise zum Ausdrucke gelangt, dass von diesen hellgrau gefärbten Schichten jene, welche den Pyramidenflächen parallel laufen, im polarisirten Lichte von den unterhalb der (010) Flächen gelegenen durch ihre Färbung sich scharf abheben. Von Interesse ist noch die oscillatorische Combination zwischen 010 und $\bar{1}11$, welche an einer Seite sichtbar ist und an welcher sich die ganze Zonenfolge betheiligt.

Schnitte senkrecht zur Verticalaxe verhalten sich bei diesen Augiten homogen.

Eine von der erwähnten völlig abweichende Auffassung über das Wesen der Sanduhrstructur hat W. C. Brögger[1]) aufgestellt,

[1]) W. C. Brögger, Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge etc. Zeitschr. f. Kryst. Bd. XVI, 1890.

Digitized by Google

die jedoch bisher keine Beachtung gefunden hat. Bei Behandlung der Erscheinung, wie sie am Homolit vorkommt, sagt er auf pag. 155 und 156 Folgendes: „Diese Stundenglasstructur dürfte eine eigenthümliche Zonarstructur sein analog derjenigen mehrerer Augite, wie dies zuerst von van Werveke beschrieben wurde und wie ich selbst auch an mehreren anderen Vorkommnissen (am Akmit und Aegirin) beobachtet habe. Das am meisten Auffallende dabei ist der Umstand, dass die derselben Schale angehörigen, also gleichzeitig abgesetzten Schichten verschiedene Zusammensetzung besitzen müssen, je nachdem sie parallel der Verticalzone oder parallel anderen Flächen sich absetzen, ein Verhältnis, welches in der That im höchsten Grade bemerkenswert ist und ein näheres Studium verdienen dürfte."

Vor längerer Zeit sprach mein verehrter Lehrer, Herr Prof. Dr. F. Becke, mir gegenüber die Ansicht aus, die Sanduhrform der Augite lasse sich wohl einfach dadurch erklären, dass krystallographisch verschiedene Flächen verschiedene Substanz während des Wachsthumes des Krystalles sich anlagern, und empfahl mir das Studium der Sanduhraugite von diesem Gesichtspunkte aus. Da die Sammlung des mineralogischen Institutes einige Dünnschliffe vom Basalte des Boxberges bei Schönhof (Böhmen) besitzt, dessen Augite die in dieser Hinsicht wünschenswerten Eigenschaften aufzuweisen schienen, so suchte ich mir zunächst einiges Material des Gesteins zu verschaffen. Herr Dr. G. Bruder war so gütig, mir dasselbe zu schicken und einige Bemerkungen über das Auftreten des Basaltes beizufügen, wofür ich ihm auch an dieser Stelle meinen besonderen Dank abstatte. Nach seinen Angaben stellt der Boxberg einen langgestreckten Basaltrücken von 362 Meter Seehöhe dar. Ein alter Steinbruch am östlichen Fusse scheint gänzlich verlassen. Die Abhänge sind von einem Tuffmantel umgeben, aus welchem einzelne grössere Basaltblöcke hervorragen; von einem solchen stammt das Material der Präparate, welche zum Zwecke der nachstehend mitgetheilten Untersuchung hergestellt wurden. Im Tuffe liegen schöne lose Einzelkrystalle und Zwillinge von Augit.

Da dieses Gestein seinerzeit schon von K. Vrba[1]) beschrieben worden ist, so kann ich mich bei der Besprechung derselben kurz

[1]) Augit und Basalt von Schönhof in Böhmen. „Lotos", Jahrb. f. Naturw. Prag 1870, 20. Jahrg., pag. 53 u. 126.

Digitized by Google

fassen. Die mir vorliegenden Stücke enthalten 0·5—2 Millimeter grosse Augiteinsprenglinge in solcher Zahl, dass sie dadurch ein feinkörniges (anamesitisches) Aussehen gewinnen. Wie man unter dem Mikroskope erkennen kann, machen dieselben ungefähr die Hälfte der Gesteinsmasse aus, ein Umstand, welcher für das Studium dieses Minerales besonders günstig ist. Als sonstige wesentliche Gemengtheile sind noch die sehr zahlreichen Magnetitkörner und ziemlich grosse, farblose Leisten eines triklinen Feldspathes namhaft zu machen. Der in kleinen Individuen vertretene Olivin tritt sehr stark zurück. Diese Einsprenglinge sind in eine reichlich vorhandene Glasbasis eingebettet, welche Mikrolithe von Augit und Feldspath, sowie zierliche Skeletformen von Magnetit einschliesst. Das Glas der Grundmasse ist hell gefärbt und bildet bei der Behandlung mit concentrirter Salzsäure eine Gallerte, in welcher sich zahlreiche Kochsalzwürfelchen ausscheiden und einen Beweis von dem hohen Gehalte des Glases an Natron liefern. Auf Grund der mineralogischen Zusammensetzung wird man demnach das Gestein als einen sehr olivinarmen Plagioklasbasalt bezeichnen.

Von den Gemengtheilen dieses Basaltes beansprucht hier nur der Augit unser Interesse. Dieser tritt stets in schön ausgebildeten Krystallen auf, welche durch Vorwalten von (100) dicktafelig gestaltet sind und die Combination (100) ($\bar{1}11$) (010) (110) erkennen lassen. Zwillinge nach (100) und den anderen von Vrba beschriebenen Gesetzen sind recht häufig. Neben der gewöhnlichen Spaltbarkeit nach (110) ist eine weniger vollkommene, parallel (010) sichtbar. Die Farbe der Augitdurchschnitte ist violett, was auf Titangehalt hindeutet, welcher auch durch Perlenreaction nachgewiesen werden konnte. Ihr Pleochroismus ist sehr deutlich a und b violett, c gelblich mit der Absorption $a = b > c$. Diese Angaben beziehen sich auf die dunkleren Felder, der Pleochroismus der helleren ist weniger merklich. Auch Vrba (l. c.) hebt die schalige Structur hervor, welche durch die abwechselnd etwas helleren und dunkleren Farbentöne der Schalen markirt ist. Die dunkleren Schichten beherbergen Scharen von Einschlüssen, hauptsächlich aus Magnetitkörnern, Glaseiern und sehr zahlreichen Apatitmikrolithen[1]) bestehend,

[1]) K. Vrba hat sie fälschlich als Augitmikrolithe bezeichnet; ihrem krystallographischen und optischen Verhalten nach, sowie nach ihrer leichten Löslichkeit in HCl gehören sie dem Apatit an.

Digitized by Google

welch letztere der Hauptmasse nach mit ihrer Längserstreckung den Begrenzungslinien der Schnitte parallel gelagert sind, wodurch der zonare Aufbau an Deutlichkeit noch gewinnt. Zwischen diese ungemein zahlreichen, sehr zarten Schichten sind meist eine bis mehrere von ziemlicher Breite eingeschaltet, welche aus auffallend heller Substanz bestehen und abgesehen von spärlichen Magnetitkörnern vollkommen frei sind von Einschlüssen. Was den Augit jedoch in erster Reihe auszeichnet, das sind die schönen Sanduhrformen seiner Querschnitte, welche mit einer solchen Deutlichkeit auftreten, als man sich dieselbe nur immer wünschen kann; dabei beschränken sie sich keineswegs blos auf Schnitte parallel der Symmetrieebene, sondern kommen mit grösserer oder geringerer Deutlichkeit in allen Schnittrichtungen zur Beobachtung. Meist ist der verschiedene Grad von Lichtdurchlässigkeit, sowie der Pleochroismus der einzelnen Theile eines Schnittes hinreichend, die Erscheinung hervorzurufen; nur in seltenen Fällen ist es nöthig, auch den Analysator in Anwendung zu bringen, um die Verschiedenartigkeit der einzelnen Felder erkennen zu können. Am schärfsten ausgeprägt findet sich die Sanduhrform an centralen Schnitten, welche nicht allzu dünn sind.

Um nun zu zeigen, in welcher Form sich die genannte Erscheinung hier darstellt, sind auf Tafel VIII drei typische Schnitte nach Photographien abgebildet worden.

Fig. 1. Centraler Schnitt, annähernd parallel der Symmetrieebene. Ein grösseres Individuum ist mit einem kleineren an 100 parallel verwachsen. Man sieht, dass am grösseren Individuum die Diagonalen die Grenze für die hellen und dunklen Sectoren abgeben. Die dunklen Sectoren (von denen der eine durch das ansitzende Individuum gestört ist) wenden den stumpfen Winkel dem Krystallcentrum zu, das Paar der hellen hingegen reicht mit einem spitzen Winkel in's Centrum. Die äussere Begrenzung der ersteren gehört den Tracen der Orthopinakoide an, die der letzteren den Tracen der Pyramidenflächen. Nur zwei durchgehende, sehr lichte Zonen sind etwas breiter entwickelt.

An einem anderen derartigen Schnitte, welcher durch die regelmässige Vertheilung der Polarisationsfarben im convergenten Lichte sich als parallel der Symmetrieebene zu erkennen gab, erhielt ich für die Auslöschungsschiefe $c:c$ die Werte von etwa 51° in den

Digitized by Google

hellen Sectoren und 56° in den dunklen Sectoren. Diese Zahlen gelten jedoch nur für die Hauptmasse der betreffenden Felder; mit ihr löschen die helleren Zonen nicht zugleich aus. In einem Schnitte, welcher von der Richtung 010 ziemlich abwich, waren mehrere sehr lichte Zonen vorhanden, welche innerhalb der hellen Sectoren ziemlich breit waren und deren Auslöschungswinkel $c : c$ um 4° kleiner gefunden wurde als jener der Hauptmasse; auch innerhalb der dunklen Sectoren war an diesen Zonen eine Abweichung im selben Sinne zu constatiren, ihr Betrag aber hier wegen der geringen Breite nicht genauer zu ermitteln. Eine Bestimmung der Dispersion der Mittellinie c für monochromatisches Licht konnte ich nicht durchführen, da der innige Wechsel von schmalen, ungemein zahlreichen hellen und dunklen Zonen bei der Einstellung auf grösste Dunkelheit äusserst störend wirkt.

Fig. 2. Centraler Schnitt parallel (100).

Seine Umrisse stellen ein Sechseck dar, dessen Seiten durch die Tracen der Pyramidenflächen und Klinopinakoide gebildet werden. Letzteren liegen die bis in's Centrum hineinreichenden dunklen Sectoren an, zwischen beide keilen sich die zwei hellen Sectoren ein, welche gleichfalls bis zum Krystallmittelpunkte vordringen. Diese bestehen eigentlich aus zwei Hälften, indem jeder Pyramidenfläche ein heller Sector entspricht; wegen der gleichen Beschaffenheit ihrer Substanz jedoch wird ihre Grenze da, wo sie an einander liegen, nur durch die Umbiegungsstelle der Zonen ersichtlich gemacht. Von Interesse sind die beiden hellen Zonen, welche, frei von mikrolithischen Einschlüssen, in ziemlicher Breite ohne Unterbrechung rings um den Krystall sich verfolgen lassen. Dieser Schnitt zeigte den Austritt einer optischen Axe beinahe in der Mitte des Gesichtsfeldes, deren Dispersion eine sehr geringe ist. Wie die Betrachtung der Präparate lehrt, ist in solchen Schnitten der Helligkeitsunterschied der Sectoren schon etwas geringer als im vorher beschriebenen Falle, aber immer noch sehr deutlich.

Einen Schnitt dieser Art hat E. Cohen in seine Sammlung von Mikrophotographien auf Tafel XXVI, 2 aufgenommen, welcher dann von H. Rosenbusch in seiner Physiographie, I. Theil, auf Tafel V, 6 reproducirt worden ist.

Fig. 3. Schnitt $\perp c$, nicht genau central geführt.

Er trägt die Form eines nach (100) gestreckten Achteckes an sich; die Prismenflächen besitzen, wie immer, nur eine geringe Aus-

Digitized by Google

dehnung. Durch den Zonenbau und die Mikrolithenzüge werden 8 Felder angedeutet, für welche die Verbindungslinien der diametral gegenüberliegenden Ecken die Grenzen abgeben würden. Auf Grund ihres optischen Verhaltens heben sich indessen nur die beiden den (010) Flächen anliegenden Sectoren von der übrigen Masse merklich ab. Sie erscheinen dünn keilförmig, und ihre Substanz ist nur um Weniges heller als die der beiden anderen Theile, an denen es selbst bei Anwendung des Analysators nicht möglich war, einen deutlichen Unterschied in der Färbung herauszufinden zwischen den Antheilen, welche den (100) und (110) Flächen angehören; bei der photographischen Wiedergabe ist jedoch ein geringer Unterschied zum Vorschein gekommen. Ueberhaupt ist wegen der geringen Verschiedenheit der Substanz die Sanduhrform in derartigen Schnitten am wenigsten scharf ausgeprägt.

Die Abbildung zeigt eine etwas breitere umlaufende lichte Zone. Der kleine helle Fleck in der Mitte rührt davon her, dass bei der nicht vollkommen centralen Schnittführung die Sectoren zweier Pyramidenflächen noch mit getroffen worden sind. Beispiele, welche von diesem Mangel frei sind, habe ich in meinen Präparaten auch gefunden. Der abgebildete Schnitt liess am Rande des Gesichtsfeldes etwa die Hälfte eines ersten Axenringes erkennen.

Es liegt in der Natur der Sache, dass gute centrale Schnitte der drei beschriebenen Arten verhältnismässig selten zu finden sind; am häufigsten werden acentrische und schiefe Schnitte beobachtet. Die in den Präparaten so gewöhnlichen acentrischen Schnitte charakterisiren sich dadurch, dass die Antheile einzelner Sectoren nicht bis in die Mitte reichen. Auf diese bezieht sich auch die Bemerkung von E. Cohen[1]), welche sich an die oben erwähnte Figur anschliesst: „Gewöhnlich findet nicht .... eine vollständige Durchkreuzung der optisch etwas verschieden orientirten und abweichend gefärbten Theile statt, sondern von den Polenden des Krystalles senken sich meist zwei abgerundet kegelförmige Partien in's Innere, ohne sich im Centrum zu berühren."

In einigen Schnitten war die positive Mittellinie nahezu senkrecht getroffen. Der scheinbare Winkel der optischen Axen ist sowohl für die dunklen als für die hellen Theile jedenfalls grösser

[1]) Text zur Samml. von Mikrophot. im N. Jahrb. 1881. Bd. II, pag. 194.

Digitized by Google

als 100°, eine genaue Messung liess sich aber nicht ausführen. Die Dispersion um die positive Mittellinie ist geneigt, $\rho > v$, und zwar ist diejenige optische Axe, welche auf (100) austritt, sehr wenig dispergirt, sehr stark hingegen jene, welche mit der Verticalaxe den kleineren Winkel bildet und in Schnitten von achtseitigen Umrissen sichtbar wird. Daher ist $c\rho : c < cv : c$, womit auch die bräunliche, beziehungsweise blaue Färbung der Schnitte nach 010 im Einklange steht, welche zum Vorschein kommt, wenn man das Präparat bei gekreuzten Nicols aus dem Dunkelheitsmaximum im Sinne des Uhrzeigers, respective umgekehrt herausdreht. Dieses Verhalten ist nach H. Rosenbusch[1]) gewissen titanreichen Augiten eigenthümlich, zu welchen auch der Augit des Basaltes von Schönhof gehört und deren Dispersion ihrem Charakter nach mit derjenigen übereinstimmt, welche Brögger (l. c.) und insbesondere Wülfing[2]) vom Aegirin bekannt gemacht haben.

Durch Combination der beschriebenen charakteristischen Schnitte, welche drei verschiedenen, auf einander senkrecht stehenden Richtungen entsprechen und die Sanduhrform in mehr oder minder ausgesprochener Weise zur Schau tragen, sind wir im Stande, uns eine Vorstellung über den Aufbau des Krystallinneren zu bilden. Wir finden, dass jeder solche Augitkrystall gleichsam aus einer Anzahl pyramidaler Sectoren zusammengesetzt ist, deren Basis je eine Krystallfläche darstellt, und deren Spitzen im Mittelpunkte des Krystalles sich vereinigen. An unserem Beispiele liessen sich drei Grade von Helligkeit der Sectoren erkennen: am hellsten ist die Substanz der den Pyramidenflächen zugehörigen Sectoren, beträchtlich dunkler bei denen der Klinopinakoide und am dunkelsten in denen der Flächen von (100) und (110). Der Helligkeitsunterschied ist demnach zwischen den Sectoren der 1. und 3. Gruppe am bedeutendsten (Schnitte // [010]), etwas geringer zwischen denen der 1. und 2. (Schnitte // [100]) und am geringsten zwischen denen der 2. und 3. Gruppe (Schnitte $\perp c$). Daraus erklärt es sich auch, warum die Sanduhrform in Schnitten // (010) bisher am öftesten zur Beobachtung gelangt ist. Denn da die Sectoren der basaltischen Sanduhraugite bezüglich ihrer Helligkeit wohl stets dieselbe Reihenfolge einhalten, so kommt in

[1]) Physiographie. I, 3. Aufl., pag. 519—20.

[2]) E. A. Wülfing, Beiträge zur Kenntnis der Pyroxenfamilie etc. Habilitationsschrift, Heidelberg 1891.

Digitized by Google

solchen Schnitten das Maximum und Minimum gleichzeitig in Betracht. Nur in jenen Fällen, wo die Erscheinung an derartigen Schnitten besonders deutlich hervortritt, wird man sie auch in anderen Schnittrichtungen mit einiger Wahrscheinlichkeit zu beobachten erwarten dürfen.

Es ist ferner nicht im mindesten zweifelhaft, dass der verschiedene Grad von Helligkeit der Sectoren, mit welchem auch eine verschiedene optische Orientirung verbunden ist, in einer abweichenden chemischen Zusammensetzung seinen Grund hat. Der Krystall wird also beim Wachsthume an den krystallographisch ungleichwertigen Flächen zur selben Zeit im allgemeinen eine ungleiche Substanz zur Anlagerung gebracht haben und nur an krystallographisch gleichwertigen Flächen die gleiche, woraus sein eigenthümlicher Aufbau aus verschiedenartigen Sectoren resultiren musste. Demnach stellen dieselben nichts anderes als die Anwachskegel der verschiedenartigen Flächen dar.[1])

Wenn diese Auffassung über das Wesen der Sanduhraugite die richtige sein soll, so müssen alle Sectoren ohne Rücksicht auf ihr optisches Verhalten gleichalterige, simultane Bildungen sein. Dass dem wirklich so ist, dafür liefern den besten Beweis die bereits erwähnten einschlussfreien hellen Zonen, welche in typischen Schnitten als geschlossene Bänder streng parallel den Umrissen sich verfolgen lassen. Ein solches Verhalten wäre unverständlich, wenn man von der Ansicht ausgeht, die Krystalle seien ursprünglich als gabelige Skelette gewachsen, deren Lücken erst nachträglich durch hellere Augitsubstanz ausgefüllt worden seien. Denn alsdann wäre es doch gar zu wunderbar, dass in den neu angelegten Sectoren die hellen und dunklen Schichten der Zahl und Lage nach mit denen der älteren so genau übereinstimmen würden, als es in Wirklichkeit der Fall ist. Ferner wäre man genöthigt, für die Krystalle dieses Augites nach dem Helligkeitsgrade ihrer Sectoren

[1]) Die Anlagerung verschiedener Mischungen auf verschiedenen Krystallflächen lässt sich, wie Prof. Becke jüngst in einem Vortrage über den Aufbau der Krystalle aus Anwachskegeln auseinandergesetzt hat („Lotos", Sitzung vom 26. November 1892), erklären, wenn man in Uebereinstimmung mit den Ansichten der Physiker und Chemiker über die Natur übersättigter Lösungen annimmt, dass der Uebersättigungszustand abhängig ist von der Beschaffenheit der Grenzfläche zwischen dem starren und flüssigen Zustande.

Digitized by Google

wenigstens drei Wachsthumsperioden zu unterscheiden. Zuerst würden, der älteren Erklärungsweise zufolge, die beiden dunkelsten Sectoren der (100) Flächen entstanden sein, und die zwischen ihnen befindliche Rinne wäre nicht auf einmal zur Ausfüllung gelangt, sondern in mehreren getrennten Zeitabschnitten, eine Annahme, welche gar keine Wahrscheinlichkeit für sich hat. Auch hätte bei einer späteren Ergänzung die Form der Krystalle schwerlich so regelmässig ausfallen können, und sicherlich würden grössere Partien des Magmas mit eingeschlossen worden sein, wovon indess nie etwas zu bemerken ist. Sehr lehrreich sind die Verhältnisse an den schwach gefärbten breiteren Zonen. Ihre Substanz ist nämlich nicht in ihrem ganzen Verlaufe von der gleichen Helligkeit (und also auch nicht von der gleichen chemischen Beschaffenheit), vielmehr wird sie stets im Bereiche der hellen Anwachskegel auffallend licht, während sie im Inneren der dunklen merklich düsterer ist. Da nun die gleichzeitige Bildung der einzelnen Abschnitte einer solchen Zone ausser Frage ist, so muss es als eine feststehende Thatsache gelten, dass beim Wachsthume krystallographisch verschiedene Flächen chemisch und also auch optisch verschiedene isomorphe Mischungen von Augitsubstanz sich angelagert haben, ein Umstand, auf welchen bereits von Brögger hingewiesen worden ist. Ferner konnte ich in den allermeisten Fällen beobachten, dass auch die Breite dieser hellen Zonen einem Wechsel unterworfen ist, und zwar sind die helleren Theile einer solchen Zone zugleich die breiteren; im Bereiche der dunklen Anwachskegel von (100) und (110) sind sie immer sehr schmal. Dabei ist ihr Uebergang an der Grenze zweier Anwachskegel kein allmählicher, sondern ein plötzlicher, so dass eine haarscharfe Trennungslinie zwischen den verschieden hellen Antheilen entsteht. Diese Verengerung, beziehungsweise Ausweitung lässt sich auch an den zahlreichen feinen Zonen feststellen. Es ist klar, dass durch dieses eigenthümliche Verhalten der Habitus der Krystalle im Laufe des Wachsthumes beeinflusst werden musste. Die Krystalle, welche ursprünglich ziemlich isodiametrisch angelegt worden sind, haben durch allmähliche Streckung nach der *b*- und *c*-Axe ein dicktafeliges Aussehen angenommen, welches durch die zeitweise reichlichere Anlagerung von Substanz an den hellen Anwachskegeln der Pyramiden- und Klinopinakoidflächen bedingt ist.

Digitized by Google

Der Umstand, dass die Anwachskegel der Augitkrystalle durch ihre Helligkeit sich unterscheiden, legt die Ansicht nahe, dass der Zustand der Uebersättigung für die einzelnen Flächencomplexe jeweilig ein verschiedener gewesen ist. Während die Uebersättigung für die (100) und (110) Flächen bezüglich der eisen- und titanreicheren isomorphen Mischungen von Augitsubstanz eine grössere war, so war sie es für die ($\bar{1}11$) und (010) Flächen bezüglich der eisen- und titanärmeren. Wenn nun aus irgend welchen Gründen, die uns nicht näher bekannt sind, den Krystallen eine Zeit lang nur sehr wenig gefärbte (eisenarme) Augitsubstanz zur Verfügung stand, so war damit der Anlass zum Auftreten der erwähnten hellen Zonen gegeben, und unter diesen Umständen wird das Wachsthum des Krystalles besonders an jenen Flächen begünstigt worden sein, welche sich mit eisenärmerer Substanz begnügten. An diesen werden sich also etwas dickere Schichten abgesetzt haben; damit jedoch die geschlossene Form der Krystalle gewahrt blieb, so war innerhalb einer jeden solchen Schicht eine Verschiebung der Grenze zwischen den hellen und dunklen Theilen zu Gunsten der rascher wachsenden die nothwendige Folge. Und dadurch entstanden die schwachen Abknickungen der Grenze zwischen den hellen und dunklen Anwachskegeln, welche an breiteren lichten Zonen sichtbar sind.

Wie Brögger am Homilit, so vermochte ich am Augit von Schönhof die Zusammengehörigkeit von Zonentheilen, welche ein verschiedenes Verhalten an sich tragen, zu constatiren, was für eine Gleichalterigkeit derselben spricht. Weit schwieriger ist dies in manchen Fällen bei den von Dannenberg beschriebenen Augiten der Auswürflinge des Leilenkopf. Fig. 4 zeigt jedoch anschaulich genug, dass auch hier der Zusammenhang von jenen Theilen einer Zone, welche innerhalb verschiedener Anwachskegel liegen, streng gewahrt ist, und jene Stelle, welche einer oscillatorischen Combination zwischen 010 und $11\bar{1}$ entspricht, gibt einen neuen Beweis für die Richtigkeit des schon von Brögger erkannten Satzes, dass krystallographisch verschiedene Flächen chemisch und optisch verschiedene Substanz zur Anlagerung bringen. Für die Erscheinungen, welche die Augite vom Leilenkopf darbieten, kann man folgende Erklärung geben. Anfangs schieden sich aus dem Magma grüne Augite ab, welche noch keine Sanduhrstructur besassen und später zum Theile wieder resorbirt wurden. Die zurückgebliebenen, un-

Digitized by Google

regelmässig gestalteten Reste heilten sich sozusagen durch angesetzte Pyroxensubstanz wieder aus, und diese neuen Krystalle bethätigten sich alsdann bei ihrem weiteren Wachsthume als Sanduhraugite.

Die Sanduhrstructur der Augite tritt meist mit dem Schalenbau vereinigt auf, indess erwähnt bereits van Werveke Augite mit Sanduhrform aus dem Limburgit von Palma, welche nicht zonar aufgebaut sind, und es ist einleuchtend, dass auch in solchen Fällen der Sanduhrstructur, wo ein Zonenbau, d. h. eine Abgrenzung der nach einander abgesetzten Schalen nicht nachweisbar ist, über die Gleichzeitigkeit in der Entstehung und Bildung der hellen und dunklen Sectoren kein Zweifel obwalten kann.

Was die Verbreitung der Sanduhrstructur bei den Augiten anbelangt, so ist dieselbe, wie aus den Angaben in der Literatur zu entnehmen ist, in nephelin- und leucithaltigen basaltischen Gesteinen, sowie in Limburgiten und glasreichen Plagioklasbasalten eine recht grosse, ja selbst in älteren, vortertiären Eruptivgesteinen, nämlich in manchen Tescheniten[1]) und einem Diabase[2]), hat man sie nachgewiesen. Aus Phonolithen scheint diese Structurform noch nicht bekannt geworden zu sein, und deshalb will ich hier ein Beispiel anführen. Die grünen Augite des Phonolithes vom Hohen Haine bei Friedland (Nordböhmen) zeigen dieselbe in Schnitten parallel der Symmetrieebene deutlich, und zwar schon vermöge der Absorptionsverhältnisse. Der gewöhnliche Zonenbau, welcher so häufig die Erscheinung zu unterstützen pflegt, ist hier nur sehr schwach ausgeprägt. In den dunkleren Anwachskegeln der (100) Flächen war die Farbe des // a schwingenden Strahles bläulichgrün, die des // c schwingenden gelbgrün und die Auslöschungsschiefe $c : c$ betrug in einem Falle 64°, in den beiden hellen Theilen, den Anwachskegeln der Pyramidenflächen, war die Farbe in beiden Richtungen um vieles lichter und die entsprechende Auslöschungsschiefe betrug hier 56°. Blos ein Schnitt // (100) liess eine schwache Spur der Sanduhrform erkennen, solche $\perp c$ erwiesen sich anscheinend als homo-

[1]) C. E. M. Rohrbach, Ueber die Eruptivgesteine im Gebiete der schlesisch-mährischen Kreideformation. — Diese Zeitschr. Bd. VII, 1886, pag. 1.

[2]) C. A. Müller, Die Diabase aus dem Liegenden des ostthüring. Unterdevons. — Inaug.-Diss. Gera 1884.

Digitized by Google

gen. Diese Augite zeigen noch eine Besonderheit; sie sind nämlich von einer tiefgrünen Pyroxensubstanz überrindet, welche an allen Flächen der Verticalzone eine fast gleichmässig dünne, sehr zackige Schicht bildet und nur über den Pyramidenflächen mächtig anschwillt. Daselbst erzeugt sie zinnenartige Vorsprünge, welche von den ($\bar{1}11$) Flächen und denen der Verticalzone ebenmässig begrenzt sind. Solche Stellen lassen eine genauere optische Prüfung der Substanz zu, welche sich vermöge der geringen Auslöschungsschiefe $a : c$ und ihres deutlichen Pleochroismus (a = tiefgrasgrün, c = bräunlichgelb) als Aegirin erweist. Trotzdem ihre Helligkeit ziemlich gleichförmig ist, nimmt die Auslöschungsschiefe $a : c$ von innen nach aussen stetig ab, indem sie sich einerseits an die dunklen Anwachskegel anschliesst, also etwa mit 20° beginnt und am äusseren Rande bis unter 6° herabsinkt. Man muss daraus den Schluss ziehen, dass diese düstere Rindenschicht sich peripher an isomorph beigemischter Aegirinsubstanz stetig anreichert. Merkwürdig ist dabei der Umstand, dass bei der späteren Fortwachsung der Augite die dunklen, an Aegirinsubstanz sehr reichen isomorphen Mischungen so auffallend von jenen Flächen bevorzugt worden sind, welche sonst bei Gegenwart gewöhnlicher Pyroxensubstanz eine so grosse Vorliebe für hellgefärbte isomorphe Mischungen bekunden. Dadurch haben die Anwachskegel der Pyramidenflächen bei diesen Sanduhraugiten eine zweifache Art der Ausbildung erlangt.

In einem gewissen Sinne ähnlich sind die von Brögger am Akmit von Rundemyr beschriebenen Verhältnisse, wo grüne Aegirinsubstanz den Kern der Krystalle bildet, an deren Enden (den [$\bar{1}11$] und [$\bar{1}01$] Flächen) die für den Akmit charakteristische dunkelbraune Substanz in einer mächtigen Schicht abgesetzt ist. Dieselbe findet sich nur noch an den Pinacoiden (100) und (010) vor, wo sie dunkle Platten bildet, die nach den Krystallenden zu an Dicke abnehmen und zuletzt fast auskeilen, ein Verhalten, durch welches die typisch entwickelte Sanduhrform blos angedeutet wird. Eine solche Zonarstructur ähnlicher Art wie am Akmit fand der genannte Forscher auch am Aegirin von Låven. Die beinahe nur dem Orthopinakoid angelagerte Schicht von abweichender Beschaffenheit war jedoch hier fast farblos und gab bei mächtiger Entwicklung in Schnitten nach (010) Anlass zur Erscheinung der Stundenglasstructur, die von den oben angeführten Fällen dadurch grundsätzlich abweicht, dass

Digitized by Google

die Anwachskegel der (100) Flächen, die doch bei allen anderen Mineralen der Augitgruppe durch dunkle Substanz ausgezeichnet sind, hier gerade durch ihre Helligkeit sich kennzeichnen. Charakteristisch für die beiden zuletzt angeführten Beispiele ist es, dass die Anwachskegel gewisser Flächen erst in den peripheren Theilen eine von derjenigen der übrigen Flächen verschiedene Substanz enthalten. Diese Krystalle haben offenbar erst in späteren Perioden ihres Wachsthumes das Verhalten von Sanduhraugiten angenommen.

Ausser bei den Mineralen der Augitgruppe ist die Sanduhrform auch bei anderen Mineralen beobachtet worden, so von Brögger, wie oben erwähnt wurde, am Homilit, und zwei weitere Beispiele hat Cohen in seine Sammlung von Mikrophotographien aufgenommen, nämlich vom Ottrelith (auf Tafel 71) und Staurolith (auf Tafel 31), bei letzterem ohne jede Andeutung von Schalenbau. Man wird also auch bei diesen Mineralen anzunehmen haben, dass sie aus isomorphen Mischungen sich aufbauen.

Welche Umstände bei der Entstehung der Sanduhrstructur massgebend sind, kann gegenwärtig noch nicht ermittelt werden, ja wir wissen nicht einmal, inwieweit die gleichzeitig zum Absatze gelangten, verschieden hellen Anwachskegel in ihrer chemischen Zusammensetzung sich von einander unterscheiden, da eine gesonderte Analyse derselben bisher noch nicht versucht worden ist. Speciell für die Augite dürfte sich nur im allgemeinen angeben lassen, dass ein sehr alkalireiches Magma für das Auftreten dieser Structur günstig sei, und zwar sind die Alkalien entweder im Nephelin, Leucit u. a. Mineralien des betreffenden Gesteins enthalten, oder in einer reichlich vorhandenen glasigen Grundmasse, deren bedeutender Natrongehalt wenigstens sich bei der Behandlung mit Salzsäure an den ausgeschiedenen Kochsalzkrystallen zu erkennen gibt.

So weit die Beobachtungen reichen, ist für die Sanduhraugite meist ein ungewöhnlich grosser Auslöschungswinkel $c : c$ bezeichnend, ein Umstand, welcher nach der üblichen Annahme auf eine Beimengung von Akmit- (oder vielleicht besser Aegirin-) Substanz schliessen lässt, so dass also auch diese Augite selbst mehr oder weniger natronhältig sein werden.

Wir haben gesehen, dass die Sanduhrform sowohl in Verbindung mit Schalenbau als auch selbständig auftritt. In ersterem Falle kann man sie mit Brögger ungezwungen als eine besondere Art des

Digitized by Google

Zonenbaues ansehen. Wenn man jedoch in Erwägung zieht, dass die Sanduhrform nicht nothwendig mit der Zonenstructur in Verbindung steht, ebenso wie ja auch das Umgekehrte gilt, so wird man richtiger beide als eigene Structurformen der Minerale bezeichnen müssen.

Das Ergebnis der obigen Untersuchung lässt sich in folgender Weise zusammenfassen: Die Sanduhrstructur tritt bei Augiten und anderen Mineralen auf, welche aus färbigen isomorphen Mischungen bestehen; sie kommt dadurch zu Stande, dass krystallographisch verschiedene Flächen während des Wachsthumes des Krystalles chemisch verschiedene Substanz zur Anlagerung bringen, wodurch die Anwachskegel einzelner Krystallflächen von denen benachbarter vermöge ihres optischen Verhaltens sich mit grösserer oder geringerer Deutlichkeit abheben.

Zum Schlusse erlaube ich mir, dem Herrn Prof. Dr. F. Becke für die vielfache Unterstützung, welche er meiner Arbeit angedeihen liess, den wärmsten Dank auszusprechen.

Mineralog. Institut der deutschen Universität zu Prag, im Februar 1893.

Erklärung zur Tafel ~~VIII~~ IX.

Fig. 1—3 beziehen sich auf den Augit des Plagioklasbasalt von Schönhof (Böhmen), Fig. 4 auf den Augit der Nephelinbasalt-Auswürflinge vom Leilenkopf (Eifel).

Fig. 1. Gewöhnliche Art der Sanduhrform. Centraler Schnitt, annähernd // (010); photograph. Aufnahme im unpolarisirten Lichte, Vergrösserung 34 : 1. Ein grösseres Individuum ist mit einem kleineren parallel verwachsen. Die Diagonalen bilden im grösseren Individuum die Grenze für die hellen und dunklen Sectoren; erstere gehören den Anwachskegeln zweier Pyramidenflächen, letztere denen der (100)-Flächen an. Zwei durchgehende lichte Zonen sind etwas breiter entwickelt.

Fig. 2. Sanduhrform eines centralen Schnittes // (100); Aufnahme bei theilweise gekreuzten Nicols, Vergrösserung 57 : 1. Die beiden hellen und dunklen Sectoren reichen bis in die Mitte, die beiden letzteren sind Theile der Anwachskegel von (010). Die hellen Sectoren bestehen aus je zwei Hälften, deren Abgrenzung gegen einander durch die Umbiegungsstelle der Zonen angedeutet wird und von denen jede dem Anwachskegel einer ($\bar{1}11$)-Fläche entspricht. Den Umrissen parallel laufen zwei breitere einschlussfreie helle Schichten, die sich unterhalb der (010)-Flächen etwas verengern und dunkler werden.

Digitized by Google

Fig. 3. Sanduhrform in einem Schnitte $\perp c$, nicht genau central geführt; Aufnahme bei parallelen Nicols, Vergrösserung 56 : 1. Er hat die Form eines nach (100) gestreckten Achteckes, welches in acht Sectoren zerfällt; davon sind die den (100)-Flächen anliegenden am dunkelsten, nur um sehr weniges heller die vier schmalen sich ihnen anschliessenden der (110)-Flächen, am hellsten sind die beiden keilförmigen Sectoren der (010)-Flächen. Der helle Fleck in der Mitte gehört den Anwachskegeln zweier ($\bar{1}11$)-Flächen an, welche vom Schnitt noch mit getroffen worden sind. Die helle umlaufende Zone verbreitert sich in den Sectoren von (010).

Fig. 4. Schnitt // (100); Aufnahme bei gekreuzten Nicols. In der Mitte ist ein unregelmässig geformter Krystallkern sichtbar; von den ihn umhüllenden Schalen zeigen blos die äusseren sanduhrförmigen Bau. An einer Seite tritt die oscillatorische Combination zwischen 010 und $\bar{1}11$ auf, an welcher die ganze Zonenfolge theilnimmt. Aehnlich wie in Fig. 2 tritt hier die Verschiedenheit der Antheile jeder einzelnen Schichte deutlich hervor, je nachdem dieselben den Tracen von (010) oder ($\bar{1}11$) parallel laufen.

Digitized by Google

XII. Notizen.

Ueber Chiastolith.

Die merkwürdigen durch Vertheilung der Einschlüsse verursachten dunklen Zeichnungen auf Querschnitten der Chiastolithkrystalle sind wiederholt Gegenstand der Untersuchung gewesen [1]); die genauesten und zutreffendsten Angaben hat in neuerer Zeit Rohrbach gemacht. [2]) Er hat namentlich überzeugend dargethan, dass die dunklen diagonalen Kreuzarme, die man auf Querschnitten grösserer Chiastolithkrystalle wahrnimmt, nichts anderes sind als die Spuren der Prismenkanten, welche bei den eingewachsenen Chiastolithkrystallen häufig gekerbt und gerundet erscheinen und sehr geeignet sind, beim Weiterwachsen fremde Einschlüsse aus der Umgebung aufzunehmen. Ueber den Centralfleck der Chiastolithquerschnitte geht er mit der Bemerkung hinweg, derselbe bedürfe als ein einfacher Fall zonaler Structur keine weitere Erklärung.

Indem ich die Erklärung der Kreuzarme, wie sie Rohrbach gegeben hat, vollkommen annehme und nur bemerke, dass auch bei anderen in metamorphen Sedimenten eingeschlossenen Krystallen, z. B. Granat, die Kanten im Wachsen des Krystalls ihre Spur als Wände von fremden Einschlüssen kenntlich machen [3]), möchte ich hervorheben, dass sich für den Centralfleck der Chiastolithe noch eine andere Erklärung geben lässt, welche ich für zutreffender halte als die Annahme einer einfachen Zonalstructur weil sie den beobachteten Thatsachen besser entspricht.

Ich halte den Centralfleck der Chiastolithquerschnitte für den Durchschnitt des Anwachskegels der Endfläche.

Dass die Anwachskegel verschiedener Krystallflächen sich durch ihren Reichthum oder Mangel an fremden Einschlüssen unterscheiden können, ist eine bekannte Thatsache. [4])

Ist meine Erklärung richtig, so muss der Centralfleck der Chiastolithe seine Ausdehnung von Querschnitt zu Querschnitt ändern, er muss am grössten sein in einem nahe dem Ende gelegenen, am kleinsten in einem durch die Mitte des Krystalls gelegten Querschnitt. In einem Längsschnitt muss er sich als eine nach beiden Enden erweiterte, schlank sanduhrförmige Partie erweisen. Alle diese Verhältnisse findet man bestätigt, wenn man Handstücke des bekannten Chiastolithschiefers von Gefrees aufmerksam durchmustert. Die nach beiden Enden erweiterte Gestalt des „Centralcanales" wurde schon von Bernhardi [5]) erwähnt.

---

[1]) Vergl. die Literatur bei Hintze, Handbuch der spec. Min. 1889, pag. 133.

[2]) Zeitschr. der deutsch. geol. Ges. 1887, **39**, pag. 635.

[3]) Vergl. die Abbild. bei Rosenbusch, Mikr. Phys. I, 3. Aufl., Taf. VIII, Fig. 3.

[4]) Bleinitrat. Wulff, Zeitschr. für Kryst. 1879, **4**, pag. 122. — Sobrerol, Miers und Pope, Ebenda. 1892, **20**, pag. 321.

[5]) Vergl. Dana, A System of Mineralogy. 5th Edit., 1875, pag. 372.

Digitized by Google

Auch die grossen amerikanischen Chiastolithe von Lancaster scheinen ähnlich gebaut zu sein. Ganze Krystalle standen mir nicht zur Verfügung, aber alle besichtigten Bruchstücke liessen die verschiedene Ausdehnung des Centralfleckes am oberen und unteren Querschnitt erkennen.

Etwas complicirteren Bau scheinen die Krystalle von Springfield zu besitzen, welche Dana abbildet (A System of Mineralogy. 6th Edition, 1892, pag. 497). In den früheren Auflagen (5th Edition. 1875, pag. 372) waren der Figur, welche die aufeinander folgenden Querschnitte darstellt, noch zwei weitere beigegeben, von denen die eine dem Anwachskegel der rechten Endfläche entspricht; die andere, welche einen der einschlussfreien Theile abbildet, würde aber nur einen Theil des Anwachskegels der Prismenfläche vertreten. Zur Erklärung der dargestellten Beobachtungen müsste man — vorausgesetzt, es handle sich um einen ganzen Krystall und nicht um ein Bruchstück — annehmen, dass das Längenwachsthum nur einseitig nach rechts stattgefunden habe (Hemimorphie? links aufgewachsener Krystall?) und dass das Dickenwachsthum auf verschiedenen Querschnitten sich verschieden gestaltet habe, indem am jüngeren rechten Ende des Krystalls die Prismenflächen in grösserer Ausdehnung solide weiter wuchsen als am linken Ende, wo oscillatorische Combination und zugerundete Kanten an der Oberfläche des Krystalls überwogen. F. Becke.

Einige Minerale vom Kalkberge bei Raspenau (Nordböhmen).

Im Jahre 1890 wurde in Raspenau eifrig nach Eisenerzlagern geforscht. Bei dieser Gelegenheit wurde auf der Südseite des Kalkberges in die etwa 2 Meter mächtige, dem Urkalke aufgelagerte Schicht des Hornblendeschiefers ein mehrere Meter langer Stollen eingetrieben. Der herausbeförderte Amphibolit enthält in reichlicher Menge Magnetkies eingesprengt, in dessen nächster Umgebung bisweilen Magnetitkrystalle sich vorfinden. Letztere sind dadurch ausgezeichnet, dass sie sich nach Oktaëderflächen gut spalten lassen und dabei stark glänzende Spaltflächen liefern. Wie O. Mügge u. A. gefunden haben, ist diese Erscheinung dadurch zu erklären, dass durch Druckwirkung in den Magnetitkrystallen ein System von Zwillingslamellen entstanden ist, die sich leicht und ebenflächig von einander trennen lassen. Der Hornblendeschiefer ist stellenweise sehr dicht und durch Anreicherung an Epidot gelblichgrün gefärbt. Solche Stellen enthalten braunen Granat in kleinen Nestern und feinen Lagen, welcher da, wo ihm hinlänglich Raum zur Verfügung stand, ein bis mehrere Millimeter grosse Krystalle der Combination (110) (211) bildet. Einzelne Bruchstücke des Gesteines umschliessen grössere Nester von grobkörnigem Calcit. An der Wandung einzelner solcher Calcitnester bemerkte ich zahlreiche kleine, etwa 1 Millimeter messende schwarze Körnchen, welche leicht und vollkommen spaltbar sind und auf den glatten Spaltflächen einen metallartigen Diamantglanz zeigen. Dünne Plättchen dieses Minerals werden unter dem Mikroskope mit brauner Farbe durchsichtig und verhalten sich isotrop. Durch Auflösung des Calcites einer Partie des Drusenraumes wurde eine grössere Zahl dieser unregelmässig

Digitized by Google

begrenzten Individuen blossgelegt, welche zum Theil der Amphibolitwandung unmittelbar aufsassen, zum Theil von weissen Quarzkörnchen getragen wurden. Die chemischen Eigenschaften des Minerals im Vereine mit den physikalischen lassen dasselbe leicht als Zinkblende erkennen. Dass ihr, wie den schwarzen Blenden überhaupt, auch *Fe S* in beträchtlicher Menge beigemengt ist, geht aus der Fällung von Eisenoxyd durch Ammoniak aus der salpetersauren Lösung hervor.

In der Nähe des Stollens fand ich an zwei Punkten unter Vorsprüngen der angebrochenen verwitterten Schichtenköpfe schwefelgelbe Krusten eines Minerales. Seine hauptsächlichen Eigenschaften decken sich mit denen des von J. Blaas als Metavoltin beschriebenen Minerales. Wie man unter dem Mikroskope erkennen kann, besteht das Pulver, welches von den blasig-porösen Massen leicht zu erhalten ist, aus winzigen sechsseitigen Schüppchen, welche von der Fläche gesehen, das Licht einfach brechen. In kaltem Wasser löst es sich langsam und unvollkommen, die Lösung reagirt sauer und scheidet beim Erhitzen ein rothes Pulver ab. Die Lösung in Salzsäure zeigt eine orangerothe Farbe, welche im verdünnten Zustande in's Gelbgrüne übergeht. Der Wasserbeschlag im Kolben ist ein reichlicher, geglüht bläht es sich zu einer rothbraunen Schlacke auf. Da eine qualitative Untersuchung auf Schwefelsäure, Eisen und Kali ein positives Resultat ergab, so erscheint die Bestimmung des Minerals als Metavoltin hinlänglich gesichert. Was die Entstehung des Minerals anbelangt, so wird es auch hier auf die Verwitterung von Eisenkiesen zurückzuführen sein, da dasselbe nur im Bereiche des magnetkieshaltigen Hornblendeschiefers sich vorfindet. Es mag noch erwähnt werden, dass die ziemlich dicken Krusten des Minerals durch ihre knospige Gestaltung den Eindruck von stalactitischer Bildung machen, indem sie wohl nicht direct als Ausblühungen ihrer Unterlage entstanden sind, sondern als Absatz von herabträufelndem Regenwasser, welches die überhängenden Theile des zersetzten Gesteines ausgelaugt hat.

Mineralogisches Institut der deutschen Universität zu Prag, im März 1893.

Jos. Blumrich.

Sanduhrförmig gebaute Krystalle von Strontiumnitrat.

Im Hinblicke auf die Arbeit von Blumrich (Diese Mittheil. XIII, 239) will ich mir erlauben, eine von mir schon vor längerer Zeit gemachte Beobachtung mitzutheilen, welche geeignet ist, als ein neuer Beweis der zuerst von Brögger vertretenen Auffassung dieser Gebilde zu dienen. Ich wiederholte nämlich den bekannten Sénarmont'schen Versuch. (Sénarmont, Ann. Ch. Phys. (3) 41, 134.) Versetzt man eine Lösung von salpetersaurem Strontium mit einem Absude von Campecheholz, dem man einige Tropfen von Ammoniak beigefügt hat, so kann man aus einer solchen Lösung prachtvoll rothgefärbte Krystalle erhalten. Von den interessanten optischen Erscheinungen abgesehen, ist die Thatsache von Wichtigkeit, dass ich bei zahlreichen Anschüssen fast ausnahmslos Krystalle erhielt, welche den Farbstoff nur in gewissen Partien aufgespeichert hatten, so dass sie genau jenes Aussehen darboten, wie wir es von den sogenannten sanduhrförmig gebauten Augiten

Digitized by Google

kennen. Der Farbenunterschied der einzelnen Theile war stets ein auffallender, indem die einen intensiv gefärbt, die anderen farblos waren. Die Krystalle des Strontiumnitrats sind monoklin; die gewöhnliche Combination besteht aus einem oder zwei Längsdomen, zwei Prismen nebst der Quer- und Längsfläche. Die Anwachskegel der Domenflächen sind gefärbt, diejenigen der Flächen aus der Prismenzone aber ungefärbt; es stimmt daher die Axe der „Sanduhrform" mit der c-Axe überein.

Nach den Beobachtungen, welche ich jetzt zur Controle im kleinen Maassstabe (unter dem Mikroskope) ausgestellt habe, scheint es sogar, als ob auch die Flächen mit gefärbtem Anwachskegel noch gesetzmässige Verschiedenheiten in der Aufspeicherung des Farbstoffes aufweisen würden. Da man das Wachsen der Krystalle unter dem Mikroskop genau verfolgen kann, so lässt sich unschwer constatiren, dass auch die kleinen Individuen bereits den charakteristischen Bau besitzen, und dass daher von gabelförmigen Jugendformen, die erst später zu geschlossenen Individuen heranwachsen sollen, nicht die Rede sein kann. Gleichwohl muss hervorgehoben werden, dass rasches Wachsthum für die Entstehung der Sanduhrform bei dem Strontiumnitrat günstig zu sein scheint. Da man nämlich der leichten Zersetzbarkeit des rothen Farbstoffes wegen vortheilhaft mit stark übersättigten Lösungen arbeitet, so wachsen die Krystalle in etwa zwei Tagen rasch zu ansehnlicher Grösse heran; dabei wird eben in der einen Richtung der Farbstoff mit angenommen, in der anderen zurückgewiesen; lässt man die Krystalle länger in der Mutterlauge, so wird bei langsamem Wachsthum eine ringsum ungefärbte Zone angesetzt. Jetzt ist auch in der erst angeführten Richtung die Krystallisationskraft gross genug, um fremde Einschlüsse zurückzuweisen. Ueber ähnliche Beobachtungen berichtet auch Lehmann in der Zeitschr. für phys. Chemie. Bd. VIII, pag. 543.

Mineral.-petrogr. Univ.-Inst. Wien, April 1893. A. Pelikan.

Digitized by Google

XIII. Literatur.

Krystallographie, Physik, Chemie.

Becker Geo. F.: „Potential" a Bernoullian Term. — Am. Journal of Science. Vol. XLV, February 1893.

Bombicci Luigi: Mem. I. Sulla coesistenza delle due inverse Plagiedrie sopra una faccia di un cristallo di Quarzo di Carrara, e sulle spirale di Airy presentate da una sezione ottica delle stesso cristallo e di altri. — Mem. II. Sulle guglie conoidi rimpiazzanti le piramidi esagono-isosceloedriche, in due exemplari di Quarzo dell Vallese e dell' isola d'Elba — Soro correlazioni con i rilievi lanceolari de Quarzo di Porretta. — Mem. III. Sulle modificazioni degli scigoli verticali nei prismi esagoni di Quarzo di Carrara, e su quelle che strutturalmente vi corrispondono nei cristalli di altre specie minerali. — Mem. d. R. Accad. d. Science dell' Instituto di Bologna. Serie V, Tomo II, 1892.

Chrustschoff K. v.: Ueber künstliche Hornblende. — Mél. phys. et chim. Bull. de l'acad. impér. des sciences. St. Pétersbourg. Tome XIII, 1890.

Derselbe: Sur la théorie des feldspaths de M. Tschermak. — Comptes rendus. Paris, 11 mai 1891.

Derselbe: Ueber zwei neue Mineralsynthesen. — Mél. géol. et paléont. Tome I, L. 1, St. Pétersbourg 1892.

Clarke F. W.: Note on the constitution of Ptilolite and Mordenite. — Am. Journal of Sc. Vol. XLIV, August 1892.

Doss B.: Krystallographische Untersuchung organischer Verbindungen. — Zeitschr. f. Kryst. Bd. XXI, 1/2 H., 1892.

Ebner V. v.: Ueber A. Fromme's Einrichtung des Polarisationsapparates zu histologischen Zwecken. — Zeitschr. f. wiss. Mikroskopie. Bd. IX, pag. 161—168, 1892.

Derselbe: Polarisationsebene und Schwingungsrichtung des Lichtes in doppelbrechenden Krystallen. — Ebenda. pag. 269.

Groth P.: Uebersichtstabelle der 32 Abtheilungen der Krystallformen mit Erläuterungen, Beispielen und graphischer Darstellung nach Gadolin. Leipzig, W. Engelmann.

Jannettaz Ed.: Nouvelles recherches sur la propagation de la chaleur dans les corps cristallisés et notes sur les Grenats noirs des Pyrénées. — Bull. de la Soc. franç. de Min. Tome XV, Nr. 4, 5, 6.

Derselbe: Notice sur les travaux scientifiques de M. Ed. Jannettaz. Paris, Gauthier-Villars et fils, 1892.

John C. v.: Ueber die chemischen Zusammensetzung des sogenannten Taraspits von Vulpera bei Tarasp in der Schweiz und der Miemite überhaupt. — Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Nr. 3, 1891.

Derselbe: Ueber die chemische Zusammensetzung verschiedener Salze aus den k. k. Salzbergwerken von Kalusz und Aussee. — Jahrb. der k. k. geol. Reichsanstalt. 1892, Bd. XLIII, 2. H.

Digitized by Google

Derselbe: Ueber die chemische Zusammensetzung der Pyrope und einiger anderer Granate. — Ebenda. Bd. XLII, 1. H., 1892.

Derselbe: Ueber den Moldavit oder Bouteillenstein von Radomilic in Böhmen. — Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1889, Bd. XXXIX, 3. u. 4. H.

Klein C.: Mineralogische Mittheilungen, XIII.: 33. Ueber das Krystallsystem des Apophyllits und den Einfluss des Druckes und der Wärme auf seine optischen Eigenschaften. — Neues Jahrb. f. Min. 1892, Bd. II.

Knorre G. v.: Beiträge zur Kenntnis der Wolframverbindungen. — Inaugural-Dissertation. Leipzig 1883.

Moses A. J. and Wells J. S. C.: Rapid Qualitative Examination of Mineral Substances. — School of Mines Quarterly, Nov. 1892.

Rauter Gustav: Ueber das Siliciumtetrachlorid. — Inaugural-Dissertation Tübingen. Köln 1891.

Retgers J. W.: Beiträge zur Kenntnis des Isomorphismus, VII.: XVI Der Isomorphismus der Ferrate mit Sulfaten, Seleniaten etc. — XVII. Der Isomorphismus der Tellurate mit den Osmiaten. — XVIII. Nachtrag zum Abschnitt X. — XIX. Die Mischkrystalle von Salmiak und Eisenchlorid. — Zeitschr. f. phys. Chemie. X, 5.

Tetskichi Mukai: Studien über chemisch-analytische und mikroskopische Untersuchung des Manganstahles. — Inaugural-Dissertation. Freiberg 1892.

Mineralogie.

Beckenkamp J.: Kalkspath von Niederrabenstein. — Sitzungsber. d. nat. Ver. zu Mülhausen i. E. 17. Oct. 1889.

Bodländer G.: Ueber kobalthaltigen Eisenspath von der Grube Ende im Harteborntal bei Neunkirchen, Kreis Siegen. — Neues Jahrb. f. Min. September 1892, Bd. II.

Derselbe: Die Zusammensetzung des Meliliths. — Neues Jahrb. f. Min. 1893, Bd. I.

Bombici L.: Réponse à la Note de M. Georges Friedel du 11. Février 1892 concernant la composition chimique et la structure de la Mélanophlogite. — Bull. de la soc. franç. de Min. Tome XV, Nr. 5—6.

Contributions from the Mineralogical Laboratory of Columbia College. II. Waller E. and Moses A. J.: A probably new Nickel Arsenide. — Moses A. J.: Graphite Pressure Pseudomorphs. — Moses A. J.: Magnetit Pseudomorphs after Hematite. — Hinman B. C.: Orthoclase from Canada. — Matthew W. D.: Topaz from Japan. — School of Mines Quarterly. Vol. XIV, Nr. 1.

Cross W. und Eakins L. G.: A new occurrence of Ptilolite. — Am. Journal of Sc. Vol. XLIV. August 1892.

Döll E.: I. Der Serpentin von Sct. Lorenzen bei Trieben im Paltenthale. — II. Quarz nach Epidot, eine neue Pseudomorphose. — III. Gold im Brennnerit von Pregratten. — Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Wien 1892, Nr. 14.

Foullon H. v.: Mineralogische Notizen: 1. Schwefel mit Bleiglanz etc. von Truskawiec. 2. Minerale von Mies in Böhmen. 3. Calcit etc. auf Siderit von Malenowitz in Schlesien. 4. Chromglimmer, Fuchsit von Dobschau. 5. Antimonit, Zinnober etc. aus dem Antimonwerk „Bergwerk“ (Bánya) bei Schlaining (Szá-

Digitized by Google

lonak). 6. Schwefel und Realgar von Allchar. 7. Manganspath aus der Grube Ary Maghara bei Balia-Maaden in Kleinasien. 8. Krystallisirtes Magnesiumoxyd aus einem Muffelofen von Stassfurt. — Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1892, Nr. 6.

Genth F. A.: Contributions to Mineralogy. Nr. 54.

Penfield S. L.: With crystallographic notes. — Am. Journ. of Sc. Vol. XLIV, Nov. 1892.

Hussak E.: I. Ueber Brazilit, ein neues Zirkonmineral von der Eisenmine Jacupiranga, Süd-São Paulo. II. Ueber brasilianische Leucitgesteine. III. Nochmals die Leucit-„Pseudokrystall"-Frage. — Neues Jahrb. f. Min. 1892. Bd. II.

Lacroix A.: Minéralogie de la France et de ses colonies. Description physique et chimique des minéraux, étude des conditions géologiques de leurs gisement. — Tome premier, I. partie, Paris 1893.

Linck G.: Ueber Hercynit aus dem Veltlin. — Sitzungsber. d. k. Berliner Akad. d. Wiss. 1893, VI.

Liversidge A.: On the presence of Magnetite in certain minerals and rocks. On iron rust possessing magnetic properties. — Trans. of Austr. Soc. for the advanc. of Science. Hobart Meeting 1892.

Derselbe: Note on some Bismuth minerals, Molybdenite and Enhydros. — Records of Australian Museum. Vol. II, 1892.

Schmidt A.: Daten zur genaueren Kenntnis einiger Mineralien der Pyroxengruppe. — Zeitschr. f. Kryst. Bd. XXI, H. 1/2, 1892.

Struever G.: Sui minerali del Granito di Algo. — Rend. d. R. Acc. d. Lincei, Classe di sc. fis. Vol. I, 2. Sem., fas. 11.

Zimányi K.: Ueber den Azurit vom Laurion-Gebirge in Griechenland. — Math. u. naturw. Ber. aus Ungarn, Bd. X, 1892 und in Zeitschr. f. Kryst. Bd. XXI, H. 1/2.

Petrographie und Geologie.

Bayley W. S.: A Summary of Progress in Mineralogie and Petrographie in 1892. — American Naturalist. 1893.

Becker G. F.: Finite homogeneous strain, flow and rupture of rocks. — Bull. Geol. Soc. America. Vol. 4, pag. 13—90, January 1893.

Belowsky M.: Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere von Tulcan bis zu den Escaleras-Bergen. — Inaugural-Dissertation zur Erlangung der Doctorwürde a. d. Univ. zu Berlin. Berlin 1892.

Blaas J.: Bericht über den am 9. Juli 1892 bei Langen am Arlberg niedergegangenen Bergsturz. — Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1892, Nr. 10.

Bücking H.: Der nordwestliche Spessart. — Abhandlungen der kgl. preuss. geolog. Landesanstalt. Neue Folge, 12. H., Berlin 1892.

Chrustschoff K. v.: Sur la formation trappéenne de la Toungouska Pierreuse (Sibérie septentrionale). — Comptes rendus. Paris, 25 mai 1891.

Derselbe: Vorläufige Mittheilung über die von Herrn J. Lopatin an der Steinigen (Podkamennaja) Tunguska gesammelten Gesteine. — Mél. géol. et paléont. T. I, L. 1, St. Pétersbourg 1891.

Derselbe: Ueber ein neues aussereuropäisches Leucitgestein. — Ebenda.

Digitized by Google

Derselbe: Ueber eine Gruppe eigenthümlicher Gesteine vom Taimyr-Lande aus der Middendorff'schen Sammlung. — Ebenda. Tome I, L. 1, 1892.

Derselbe: Ueber das Gestein der Insel Walamo im Ladogasee. — Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. Bd. XIII, 3. H., 1891.

Dannenberg A.: Der Leilenkopf, ein Aschenvulcan des Laacher-See-Gebietes. — Jahrb. d. k. preuss. geol. Landesanstalt für 1891, pag. 99.

Delebecque A. et Duparc L.: Composition des eaux du lac du Bourget et de quelques autres lacs du Jura et du Dauphiné. — Arch. d. Sciences phys. et natur. Troisième période. Tome XXVIII, Nr. 11. 15. Nov. 1892.

Diller J. S.: A late volcanic eruption in Northern California and its peculiar lava. — Bull. of the U. S. Geol. Survey, Nr. 79.

Derselbe: Mica-Peridotite from Kentucky. — Ann. Journ. of Science. Vol. XLIV, Oct. 1892.

Derselbe: Geology of the Taylorville region of California. — Bull. of the geolog. Society of America. Vol. III.

Duparc L. et Mrazec L.: La structure du Mont-Blanc. — Arch. d. Sciences phys. et natur. Troisième période. Tome XXIX, Nr. 1, 15. Janvier 1893.

Dieselben: Sur quelques bombes de l'Etna, provenant des éruptions de 1886 et 1892. — Comptes rendus. Paris, 10 octobre 1892.

Duparc et Ritter: Géologie et Roches éruptives du massif de Beaufort. — Arch. d. Sciences phys. et natur. Troisième période. Tome XXVIII, Nr. 11, 15. Nov. 1892.

Foullon H. v.: Ueber einige Nickelerzvorkommen. — Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. Bd. XLIII, 2. H., 1892.

Derselbe: Ueber Goldgewinnungsstätten der Alten in Bosnien. — Ebenda. Bd XLII, 1. H., 1892.

Heberdey P.: Krystallisirte Schlacken von Raibl. — Zeitschr. f. Kryst. Bd. XXI, H. 1/2.

Hobbs W. H.: Secondary Banding in Gneiss. — Bull. Geol. Soc. Am. Vol. III, 1891.

Derselbe: Notes on a Trip to the Lipari Islands. — Wisconsin Ac of Sc. Vol. IX, 3. June 1892.

John C. v.: Natürliches Vorkommen von Humussäure in dem Falkenauer Kohlenbecken. — Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1891, Nr. 3.

Kišpatić M.: Bericht über die croatisch-slavonisch-dalmatinischen sowie über die bosnisch-herzegovinischen Erdbeben in den Jahren 1887 und 1888. — Földtani Köz. Bd. XXII, 1892.

Lechleitner H.: Eine neue Lagerstätte dioritischer Gesteine bei Vahrn am Eisak, im Spiluker Thale. — Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1892, Nr. 11.

Lechler Max: Die chemischen und hydrographischen Verhältnisse der fränkischen Keuperformation. — Inaugural-Dissertation. Erlangen 1892.

Loewinson-Lessing F.: Les Ammonées de la zone a Sporadoceras Münsteri dans les monts Gouberlinskya Gory (Gouv. d'Orenbourg), Oural méridional. — Bull. Société Belge de Géologie. Tome VI, 1892.

Luquer L. M.: Methods of Modern Petrography. — School of Mines Quarterly. Vol. XIII, Nr. 4.

Luzi W.: Ueber Graphitoid. — Berg- u. hüttenmännische Zeitung. LII. Jahrg., Nr. 2, 1893.

Digitized by Google

Merrill G. P.: Handbook for the Department of geology in the U. S. National Museum. Part. I, Geognosy. — The materials of the earth's crust. — Report of the National Museum for 1890.

Merrill G. P. and Packard R. L.: On an azure-blue pyroxenic rock from the middle Gila, New Mexico. — Am. Journ. of Science. Vol. XLIII, April 1892.

Dieselben: On some basic eruptive rocks in the vicinity of Lewiston and Auburn, Androscoggin Co., Maine. — The Am. Geol. Vol. X, July 1892.

Neuburg C.: Goslars Bergbau bis 1552. Ein Beitrag zur Wirthschafts- und Verfassungsgeschichte des Mittelalters. Hahn, Hannover 1892.

Romberg J.: Petrographische Untersuchungen an argentinischen Graniten mit besonderer Berücksichtigung ihrer Structur und der Entstehung derselben. — Neues Jahrb. f. Min. Beilage-Bd. VIII, 1892.

Simony Fr.: Das Schwinden des Karlseisfeldes nach 50jährigen Beobachtungen und Aufnahmen. — Mitth. d. D. u. Oe. A.-V. Jahrg. 1891, Nr. 4 u. 5.

Stelzner A. W.: Die Zinnerzlagerstätten von Bolivia. (Vortrag.) — 39. Vers. d. Deutschen geol. Ges. 1892.

Vacek M.: Ueber die krystallinischen Inseln am Ostende der alpinen Centralkette. — Verhandl. der k. k. geol. Reichsanstalt 1892. Nr. 15.

Wadsworth M. E.: A scetch of the geology of the Marquette and Keweenawan Districts.

Williams G. H.: The Volcanic Rocks of South Mountain in Pennsylvania and Maryland. — Am. Journ. of Sc. Vol. XLIV, Dec. 1892.

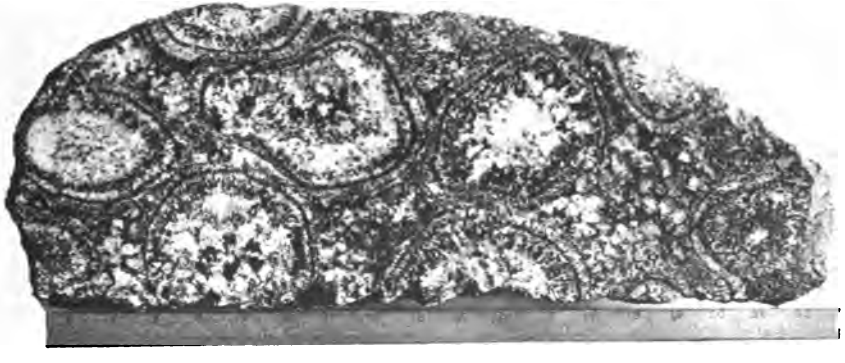
Derselbe: Geological Map of Baltimore and Vicinity. Published by the Johns Hopkins University on the Topographie Base of the U. S. Geological Survey. 1892.

Druck von Gottlieb Gistel & Comp. in Wien, I., Augustinerstrasse 12.

Digitized by Google

Fig. 1.

Fig. 2.



Lichtdruck von Max Jaffe, Wien.

Tschermak's mineral. und petrogr. Mittheilungen. Bd. XIII.

Verlag von ALFRED HÖLDER
k. u. k. Hof- und Universitäts-Buchhändler in Wien.

Digitized by Google

Digitized by Google

Fig. 1.

Fig. 2.

Fig. 3.

Fig. 4.

Tschermaks Mineral. u. petrograph. Mittheilungen. Bd. XIII. Heft 3.

Verlag von Alfred Hölder, k. u. k. Hof- u. Universitäts-Buchhändler in Wien.

Digitized by Google

Lichtdruck von Carl Bellmann in Prag

Digitized by Google

Digitized by Google

INHALT.

		Seite
VII.	Ueber ein neues Vorkommnis von Kugelgranit unfern Wirvik bei Borga in Finland, nebst Bemerkungen über ähnliche Bildungen. Von Benj. Frosterus in Helsingfors. Mit Tafel VI und VII und vier Figuren im Text	177
VIII.	Ueber Gangdiabase der Gegend von Rio de Janeiro und über Salit von Sala in Schweden. Von E. O. Hovey, Jefferson City, Mo., U. S. A.	211
IX.	Der Granit der Hohen Tatra. Von Dr. Julius v. Szádeczky in Budapest. Mit einer Figur	222
X.	Weitere Mittheilungen über granitische Einschlüsse in Basalten der Oberlausitz. Von Otto Beyer in Bautzen	231
XI.	Ueber die sogenannte Sanduhrform der Augite. Von Jos. Blumrich. Mit Tafel VIII	239
XII.	Notizen: 1. Ueber Chiastolith. Von F. Becke. — 2. Einige Minerale vom Kalkberge bei Raspenau (Nordböhmen). Von Jos. Blumrich. — 3. Sanduhrförmig gebaute Krystalle von Strontiumnitrat. Von A. Pelikan	256
XIII.	Literatur	260

Der Herausgeber dieser Zeitschrift erbittet Zuschriften und andere „Tschermak's Mineralogische und petrographische Mittheilungen“ betreffende Zusendungen unter der Adresse:

Prof. F. Becke,

Mineralogisches Institut der deutschen Universität

in Prag.

Druck von Gottlieb Gistel & Comp. in Wien.

Digitized by Google

TSCHERMAK'S

MINERALOGISCHE

UND

PETROGRAPHISCHE

MITTHEILUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON

F. BECKE.

(NEUE FOLGE.)

DREIZEHNTER BAND.

IV. HEFT.

MIT TAFEL IX.

WIEN, 1893.

ALFRED HÖLDER,

K. U. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER,

ROTHENTHURMSTRASSE 15.

Digitized by Google

Digitized by Google

XIV. Bericht über die vulcanischen Ereignisse im engeren Sinne während des Jahres 1892.

Von **S. Knüttel** in Stuttgart.

Der leider zu früh verstorbene Prof. Dr. C. W. C. Fuchs hat vom Jahre 1872 [1]) an in diesen Mittheilungen durchlaufende Jahresberichte über die vulcanischen Ereignisse veröffentlicht, worin er erstens von den im Jahre stattgehabten Eruptionen, zweitens von den vorgekommenen Erdbeben Mittheilung gegeben hat. Nach seinem Tode fand sich Niemand, der Lust hatte, die unterbrochene Arbeit wieder aufzunehmen. Betreffs der Erdbeben ist dieses weniger zu bedauern, da durch die in späteren Jahren vielfach organisirten Erdbebencommissionen dieses Studium so kräftig und zweckmässig zur Hand genommen wurde, dass man sich jedenfalls der Hoffnung hingeben darf, damit auf dem richtigen Wege zu sein, die Räthsel dieser Naturerscheinungen, wenn auch nicht vollständig zu lösen, so doch denselben bedeutend besser auf den Grund zu kommen.

Mit den Eruptionen der Vulcane ist es aber ein anderer Fall, und da ich mich schon längere Zeit mit Sammeln von alledem beschäftige, was auf thätige Vulcane Bezug hat, war ich gern bereit, den Aufforderungen meiner Freunde nachzugeben, hierüber Berichte zu veröffentlichen und mit dem Jahre 1892 zu beginnen. Ich werde sorgen, dass die Angaben meiner Quellen nicht fehlen. Handelt es sich um weniger bekannte Vulcane, so werde ich, wie auch Fuchs

[1]) Vom Jahre 1865 bis 1871 erschienen diese Berichte im Neuen Jahrb. f. Min. u. s. w., von G. Leonhard veröffentlicht.

Digitized by Google

es gethan hat, so viel mir möglich, eine kurze Notiz über die Lage u. s. w. beifügen. Ich muss weiter darauf aufmerksam machen, dass die Berichte, die thätigen Vulcane der ganzen Erde in ihren Kreis ziehend, immer nur höchst fragmentarisch sein können, ein Mangel, der nicht zu vermeiden ist, und worauf auch mein Vorgänger in seinem Bericht über das Jahr 1876 speciell aufmerksam macht. Auch möchte ich noch bemerken, dass die ersten Meldungen über Eruptionen zumeist die Zeitungen, nicht die Geologen bringen. Ich werde deshalb, wenn nöthig, jedes Jahr in einem Nachtrag nicht nur das, was von Eruptionen des vorigen Jahres nach Abschluss des Berichtes zu meiner Kenntnis gelangt, sondern auch den Inhalt von etwaigen späteren Verhandlungen oder genaueren Berichten über Eruptionen des vorherigen Jahres ergänzend mittheilen.

Ich gebe meine Mittheilungen als Bausteine für spätere Forschung, einen höheren Wert beanspruchen sie nicht.

Eruption des Gunung Awu [1]) auf Gross-Sangir am 7. Juni 1892.

Die Gruppe der Sangirinseln liegt Nord-Nord-Ostwärts von der Nordostspitze Menados, deren Verlängerung die Reihe der Sangirinseln nach Junghuhn [2]) bildet.

Gross-Sangir, die grösste der aus ungefähr 50 Inseln bestehenden Gruppe, ist nach Junghuhn (a. a. O.) in der Richtung von Süd nach Nord sechs Meilen lang und zwei Meilen breit, während der Awu [3]) der höchste Berg der Insel ist. Er ist an dieser östlichen Seite des indischen Archipels der nördlichste der zu Niederländisch-Indien gehörenden Vulcane. (Junghuhn a. a. O.)

Durch die meistentheils christliche Bevölkerung, die wohl 70.000 Seelen beträgt, werden ausser Reis vorzugsweise Cocospalmen

[1]) Gunung heisst Berg, Awu Asche.

[2]) Java, seine Gestalt, Pflanzendecke und innere Bauart von Franz Junghuhn. Nach der zweiten, verbesserten Auflage des holländischen Originals in's Deutsche übertragen von J. K. Hasskarl. Zweite Abtheilung, zweite Ausgabe. Leipzig, Arnoldische Buchhandlung, 1857. pag. 845 u. v. f.

[3]) Nach Dr. Fr. Schneider in Soerabaya in: „Ueber den vulcanischen Zustand der Sundainseln und der Molukken etc." in Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt, 1885, Bd. XXXV, H. 1, pag. 7 liegt der Awu auf 4° 20′ nördlicher Breite, 125° 30′ östlicher Länge.

Digitized by Google

angepflanzt zur Gewinnung von Kopra, welches der Hauptausfuhrartikel der Insel ist.

Die Eruption trat am Abend des 7. Juni 1892 um 6 Uhr 10 Minuten ohne irgend eine vorhergehende Warnung plötzlich ein.

Zuerst sah man eine riesige Dampfsäule von donnerähnlichem Getöse und Blitzstrahlen begleitet; bald darauf wurde es vollkommen dunkel und nun folgte ein heftiger Schlammregen, der aber bald zu einem Bimsstein- und Aschenregen wurde. Die Bimssteinstücke wurden stets grösser, während das donnerähnliche Getöse in gleicher Stärke blieb. Um 9 Uhr Abends erreichte die Eruption ihren Höhepunkt; der Bimssteinregen wurde wohl schwächer, doch der Aschenregen immer dichter, so dass alles mit einer Schichte von sechs Centimeter bedeckt wurde. Gegen Mitternacht nahm der Aschenregen ab, und die bereits schwächeren Ausbrüche folgten sich in längeren Zwischenpausen. Noch am zweiten Tag nach dem Ausbruch (9. Juni) war die Spitze des Vulcans in eine schwere dunkle Wolke gehüllt.

Wie kurz dieser Ausbruch nun auch gedauert hat, wenn man ihn mit vielen anderen, z. B. nur mit der letzten Etnaeruption vergleicht, so hat sie doch ein massloses Unheil gestiftet. Die armen flüchtenden Einwohner wurden nicht nur von den fallenden Steinen bedroht, sondern auch von dem heissen Schlamm mit schauderhaften Brandwunden bedeckt. Viele Häuser der Inländer sind zusammengestürzt, ja der kleine Ort Batoe ist total verschwunden und fand man die 227 Leichen seiner unglücklichen Bewohner zwischen den Ruinen ihrer Häuser. Nach dem Bericht des Residenten von Menado sind 1522 Personen umgekommen.[1]) Der Schaden an der Klapper- (Cocos-) Cultur wird nach ihm auf 40.000 Pikuls[2]) geschätzt, während auch die Reisernte von einem ganzen Jahre vernichtet ist. Der nordwestliche Theil der Insel, das heisst von Taroena bis Taboekan,

[1]) Der Bericht des Residenten sagt nach Wortlaut im Nieuwe Amst. Cour., Alg. Handelsbl. vom 9. September 1892 entlehnt dem Java Ct., dass 1522 Personen umgekommen und specificirt dann 501 Männer, 342 Frauen und 689 Kinder, die ein Total von 1532 ausmachen. Da ich nicht weiss, wo der Fehler steckt, habe ich mich pünktlich an die officielle Angabe gehalten. Europäer sind bei der Katastrophe nicht umgekommen.

[2]) Ein Pikul enthält 125 Pfund.

Digitized by Google

soll total verwüstet sein und der übrige sehr gelitten haben, sich jedoch in sechs Monaten wieder erholen können.

So weit mir bekannt, hat kein Geologe von Fach einen Bericht über die Eruption publicirt und wir müssen also, was uns als Geologen in den Zeitungsberichten interessiren kann, einigermassen mit Vorsicht aufnehmen.

An erster Stelle ist es von Bedeutung, dass der Ausbruch plötzlich eintrat, ohne irgend ein Symptom der Ankündigung vorher. Ein Bericht spricht freilich von vorhergehenden Erdbeben, aber diese Mittheilung ist nicht von einem Augenzeugen, während dagegen der sich auf Gross-Sangir befindende Controleur R. L. A. Helwig in seinem telegraphischen Rapport vom 8. Juni 1892 speciell bemerkt, dass der Eruption keinerlei Erdbeben oder Seebeben vorangegangen sei. Auch ein anderer Zeitungsbericht sagt noch ausdrücklich, dass vor dem Ausbruch kein Erdbeben wahrgenommen worden wäre. Aber auch während der Eruption schweigen die Berichte über Erdbeben, während sie doch von anderen entfernten Punkten mitgetheilt werden. So erstens von der Insel Fernate. Der dortige Resident sagt, dass am 7. Juni Abends zwischen 6 und 10 Uhr Erdbeben aus Nordwesten beobachtet sei. Zweitens von der Insel Amboina. Nach Mittheilungen von dem dortigen Residenten wurde auf Amboina im Baie am Morgen des 8. Juni eine leichte Fluthwelle wahrgenommen. Vom 4. Juni wird von dort aus auch von zum Theil selbst ziemlich starken Erdstössen berichtet, die aber in Anbetracht der auch bereits vom 14., 19. und während der Nacht vom 19. auf 20. April gemeldeten Erdstösse wahrscheinlich mit der uns hier beschäftigenden Eruption in keinem Zusammenhang standen. Drittens von Celebes, wo nach Bericht des Gouverneurs in der Nacht vom 7. auf den 8. Juni zu Makassar und zu Maros ein Erdbeben in der Richtung von Südwest nach Nordost wahrgenommen wurde, das ungefähr 30 Secunden dauerte.

Was zweitens die Entfernung betrifft, wie weit die Schallerscheinungen dieser Eruption gehört worden sind, so liegen darüber leider nur wenige Berichte vor, und ist es mir bei vorliegendem Material unmöglich, eine genaue Angabe darüber zu geben. Das wenige, das mir bekannt ist, möge hier folgen.

Zu Menado auf Celebes schreckten die Einwohner am 7. Juni Abends plötzlich auf von heftigen Knallen gleich Kanonenschüssen. Den ersten Knall hörte man ungefähr um 6¾ Uhr. Darauf folgte

Digitized by Google

ein donnerähnliches Getöse, worauf es still wurde. Hierauf kamen stets heftigere Schläge. Man nahm auch kurze Zeit im Norden am Himmel ein hochaufschiessendes Feuer wahr. So sehr glichen die Schläge Kanonenschüssen, dass die Landwehr im Glauben, dass vom Fort Alarmschüsse ertönten, in's Gewehr trat. Die Pausen zwischen den Schlägen währten erst kurz, später länger. Der letzte Knall ertönte ungefähr um 7 Uhr 30 Minuten. Nicht nur zu Menado, sondern auch im Süden von Celebes zu Maros und Makassar hörte man in Zwischenpausen schwere dumpfe Schläge, die an Kanonenschüsse denken liessen. Auch auf dem Regierungsdampfer, auf welchem sich der Resident von Menado in der Bucht von Fomini (Südostküste der nördlichen Halbinsel von Celebes) befand, wurden die Schläge vernommen. Weiter wurde das Knallen noch auf Fernate, wie auf Amboina gehört. Es liegen nur Berichte von Inseln vor, die südlich von Gross-Sangir liegen, und erklärt ein Blick auf die Karte genugsam das Fehlen näherer Mittheilungen aus den übrigen Himmelsstrichen, da diese fast nur aus Meer bestehen.

Drittens kommt nun das ausgeworfene Material in Betracht. Der Vulcan hat nach den ungeheuren Dampfwolken zuerst heissen Schlamm in bedeutender Menge ausgestossen. Zu Taroena, dem Hauptort von Gross-Sangir, war alles mit einer Schlammschichte von 7 Centimeter überdeckt, und alle Brunnen wie Ströme waren verschlammt, was totalen Mangel an Trinkwasser zur Folge hatte.

Dass dieser Schlamm hauptsächlich wohl durch einen See im Krater entstanden ist, ist sicher. Nach Junghuhn (a. a. O. pag. 133) haben auf Java nur solche Vulcane Ausbrüche von Wasser und Schlamm gehabt, in welchen Kraterseen vorhanden sind, namentlich der Gunung Tangkoeban prau, G. Gelungung, G. Kèlut und G. Idjèn, und soll die Menge der ausgeworfenen Schlammasse immer der Grösse der betreffenden Kraterseen entsprechen.[1]) Bei dem furchtbaren Ausbruch des Gelungung im October 1822 fiel erst nach dem gewaltigen Schlammauswurf trockene Asche, und Junghuhn meint, dass die Annahme der Javanen richtig ist, und der grössere Theil des Schlammes dem Krater entströmt und nur eine kleinere Masse

[1]) Hiermit soll natürlich nicht gesagt sein, dass Schlammauswurf immer auf einen Kratersee deutet, denn das Wasser des Schlammes kann auch anders woher kommen, z. B. aus dem Meere, wie dies bei der Krakataueruption vom 27. August 1883 der Fall war.

Digitized by Google

durch den Vulcan in die Luft gesprengt wurde.[1]) Dieses scheint auch bei der Awueruption der Fall gewesen zu sein, da die Berichte bestimmt sagen, dass erst ein Schlammregen niederfiel, der aber bald in einen Regen von Bimssteinen und Asche übergieng, während doch auch von grossen Schlammströmen, die von dem Vulcan heruntergeflossen sind, gesprochen wird. Noch am Abend des 9. Juni musste ein nach Kandhar in einem Kahn gesandter Kundschafter wegen eines Schlammstromes die Flucht ergreifen, der mitten durch den Ort herniederfloss.

Junghuhn kennt den Gunung Awu nicht aus eigener Anschauung und hat seine kurze Mittheilung über diesen Vulcan einem älteren Berichte entlehnt. Von der Höhe des Berges ist denn auch keine Rede, nur bemerkt er, dass im Krater ein See ist, und dass die Einwohner alle drei oder vier Monate den Stand des Wassers in demselben untersuchen durch Einstecken eines Stäbchens. Ist das Wasser gefallen, so muss nach ihrer Meinung bald eine Eruption folgen (a. a. O., pag. 846).

Dieses Untersuchen des Kratersees im Hinblick auf einen möglichen Ausbruch scheint auch jetzt noch nicht ganz ausser Mode gekommen zu sein, obgleich man sich dabei gegenwärtig an ein anderes Anzeichen hält. In einem von den mir vorliegenden Berichten über die letzte Eruption wird nämlich von einem kleinen See im Krater gesprochen und die Bemerkung beigefügt, dass die Inländer der Meinung sind, dass, kocht das Wasser, eine Eruption bevorsteht. Ob diesmal etwas derartiges wahrgenommen wurde, war dem Berichterstatter unbekannt.

Wie wir gesehen haben, folgte auf den Schlammregen bald ein Bimsstein- und Aschenregen, wobei die Bimssteinstücke erst grösser wurden, nach 9 Uhr geringer an Zahl, der Aschenregen aber dichter wurde und auch dieser um Mitternacht allmählich nachliess.

Von dem Bimsstein heisst es, dass die Stücke in Kandar, im Norden der Insel, grösser waren als zu Taroena, und nur ein Bericht gibt etwas über das Volumen an. Bei Sawang (auch im Norden) fand man Bimssteine von ca. 70 Centimeter Durchmesser. Der Aschenregen, der zu Taroena alles mit einer Schicht von 6 Centimeter bedeckte, war nicht überall gleich stark. Der Controleur R. L. A. Helwig

[1]) Junghuhn, a. a. O., pag. 131.

Digitized by Google

sagt in seinem oben erwähnten Rapport, dass im Reiche Manganitoe (im Süden von Gross-Sangir) viel weniger Asche- und Steinregen gewesen als zu Taroena, obgleich auch die Ernte dort gänzlich vernichtet und viele Häuser eingestürzt, glücklicher Weise jedoch kein Menschenleben zu beklagen wäre.

Wie weit die Asche über die Insel hinausgeflogen ist, kann aus Mangel an Berichten nicht gesagt werden. Nur soviel ist sicher, dass man am Nachmittage nach dem Ausbruch auf dem englischen Dampfer Hecuba, der von der niederländischen Regierung zu Menado gemiethet und zur Recognoscirung und Hilfe ausgesandt war, schon kaum ausserhalb der Bai von Menado von den in die Augen dringenden feinen Aschtheilchen belästigt wurde. Das Schiff, Nachmittags 1 Uhr fortgegangen, war Früh Morgens gegen 5 Uhr [1]) am 9. Juni an der Insel Siauw oder Siao, welche ganz und gar mit einer dünnen Aschenschicht überdeckt war. Wohl liegt auf dieser Insel der stets rauchende Vulcan Gunung Api, nach Junghuhn (a. a. O., pag. 845) der höchste auf den Sangirinseln, jedoch fand bei diesem Berge keine Eruption statt. Die übrigen kleinen Inseln, an denen man weiter vorbeikam, sonst im schönsten Grün prangend, waren jetzt ganz grau von Asche, und die Atmosphäre dumpf und nebelig. Um 1 Uhr Mittags kam man in Taroena an. Aus diesen wenigen Mittheilungen lassen sich natürlich keine genauen Schlüsse in Betreff der Quantität der ausgeworfenen Stoffe, noch auf die Entfernung, in der diese gefallen sind, ziehen.

Endlich ist noch über die Lavaströme zu sprechen. Ich fasse das Hauptsächliche der Berichte kurz zusammen. Es wird darin abwechselnd von Lavaströmen und Feuerströmen gesprochen. Solch ein Feuerstrom, heisst es, ist an seiner hellen Farbe (beinahe weiss) zu erkennen, und waren im Reiche Kandhar grosse Flächen gänzlich von den Lavaströmen rasirt; in Sawang hat der Feuerstrom sich quer durch den Ort einen Weg gebahnt, mehrere Häuser mit Menschen und allem Geräth mitschleppend. Man hat auch zwei Augenzeugen (Eingeborene) gebeten, den Anblick des Feuerstromes zu beschreiben. Sie sagten: es war eine Kali Api (Feuerstrom). Auf die Frage, ob Wasser heruntergeflossen, antworteten dieselben „wenn es Wasser, so wäre es flammendes Wasser gewesen". Ein Bericht erzählt, dass

[1]) Ein anderer Bericht sagt 6 Uhr.

Digitized by Google

ein Feuerstrom, wie manche andere auch, dem Bette eines kleinen Baches gefolgt sei. Dieses Bett, vor der Eruption ca. 2 Meter breit und ca. 2 Fuss tief, sei nach derselben 100 Meter breit und 2 Meter tief gewesen.[1]) Schliesslich sagt der schon mehrmals erwähnte Rapport des Controleurs Hellwig vom 8. Juni: „die zahllosen Lavaströme sind noch kochend und aufbrodelnd, so dass das ganze Terrain rings um den Feuerberg, auf circa 10 Pfähle[2]) im Umkreis, noch stets mit laut kochenden Schwefelquellen und Schlammwellen bedeckt ist."

Wenn man diese Berichte gelesen hat, bedauert man erst recht, dass kein Geologe von Fach Zeuge der Eruption war.

Es ist in den Berichten doch jedenfalls die Rede von wirklicher Lava und nicht von Steinströmen[3]) Wenn man nun bedenkt, dass Junghuhn bei nur drei Vulcanen auf Java kleine Lavaströme von recentem Datum gefunden hat[4]), und dass die dortigen Vulcane in neuerer Zeit nur Asche, Rapilli, Steinströme und theilweise Schlamm ausgeworfen haben[5]); wenn man sich weiter erinnert, dass bei den

[1]) In diesem Bett fand man die oben erwähnten Bimssteine von ca. 70 Centimeter Durchmesser.

[2]) Ein Pfahl hat 4671 Pariser Fuss, ist demnach kleiner als eine englische Meile, die 4956 Fuss lang ist.

[3]) Die Steinströme sind eigentlich Lavatrümmerströme. Der Name stammt von Junghuhn, der z. B. a. a. O. pag. 762 u. v. f. bei der Behandlung des Vulcans Gunung Lamongang einen solchen Steinstrom beschrieben hat. Alexander v. Humboldt lenkt im Kosmos, Bd. IV, pag. 332, die Aufmerksamkeit auf diese Steinströme, auch Neumayr (Erdgeschichte, Bd. I, pag. 235) hat den Namen übernommen.

[4]) Diese Vulcane sind der Gunung Raon, Gunung Guntur und Gunung Slamat (Junghuhn, a. a. O. pag. 635).

[5]) In Bezug auf in späterer Zeit von javanischen Vulcanen ausgeworfener Lava sind mir nur zwei Berichte des Herrn Dr. C. W. C. Fuchs bekannt, dessen erster im Jahresbericht in diesen Mittheilungen über 1879, pag. 36 und 37 sagt, dass von dem Merapi im März sowohl Asche wie Lava in grosser Menge ausgeworfen wurde, wie dass im gleichen Jahre aus dem Krater des Semeru ein breiter Strom glühender Lava verwüstend gegen die südliche Küste hin sich ergossen habe, die Gestade weit umher mit seiner Gluth erhellend. Ob Herr Fuchs diese Berichte von Geologen hat, weiss ich nicht und möchte ich in Bezug auf den Semeru nur daran erinnern, dass bis zum Jahre 1844, wo Junghuhn den Semeru bestieg, der Vulcan nach Aussage der Javanen nie eine weithin verheerende Eruption gehabt hatte und nur Dampf, Asche, Sand und Steine ausstiess, was Junghuhn durch die Höhe des Vulcans (Rand des Kraters 11.500 Fuss) in Zusammenhang mit dem

Digitized by Google

übrigen Vulcanen der Sundainseln und der Molukken auch nicht immer Lavaströme vorkommen (so z. B. bei der berüchtigten Krakataueruption von 1883, wo auch kein Lavastrom vorkam[1]), so sind die Lavaströme des Awu jedenfalls doppelt der Beachtung wert.

Vor der Eruption war der Awu vom Fuss bis zum Krater mit Cocospalmen bewachsen. Dass diese ein Opfer der Eruption wurden, da die Schlamm- und Lavaströme an allen Seiten des Berges heruntergeflossen, ist einleuchtend. Es ist aber merkwürdig, dass nach der Eruption, wenngleich die eigentliche Regenzeit noch nicht da war, beinahe täglich schwere Regenschauer kamen, was grosse Sturzfluthen, sogenannte Bandjirs, zur Folge hatte. So entstanden in der Nacht vom 22. auf den 23. Juni zu Tariang (im Reiche Taboekan) allein sechs neue Ströme, und die Hauptstrasse war in einen tiefen Strom verwandelt. Was da noch aufrecht stand, wurde weggeschwemmt. Wie schädlich diese Regenschauer einerseits durch ihre Verheerungen wirkten, so waren sie doch auch, wie in dem oben erwähnten Berichte des Residenten besonders bemerkt wird, förderlich für die Gesundheit der Bevölkerung, und nach einem Berichte aus Menado vom 5. September waren die Bewohner dieses Striches schon wieder eifrig beschäftigt mit Anpflanzen von Pisang, Mais u. s. w., nur war leider noch grosser Mangel an gutem Acker, da soviel Grund und Boden von Asche und Lava bedeckt war.

Schliesslich noch ein paar Worte über frühere Eruptionen dieses Vulcans.

1. Im December 1711 fand ein Ausbruch statt, der viele Dörfer mit Lava und Asche bedeckte und Tausenden Menschen das Leben kostete (Junghuhn, a. a. O. pag. 845, nach Valentyn).

---

verhältnismässig nur wenig entwickelten Dampf zu erklären sucht (s. Junghuhn, a. a. O. pag. 551—552). Ohne nun diese Mittheilung von Fuchs über den Semeru ganz in Abrede stellen zu wollen, möchte ich doch fragen: könnte es sich bei der Eruption von 1879 doch auch nicht ebensowohl um einen Strom von glühenden Steinen handeln, die von nicht geologischen Beobachtern für Lava gehalten wurden?

Zweitens spricht Fuchs noch in seinem Jahresberichte von 1883, pag. 192, gelegentlich der Krakataueruption über gewaltige Lavaströme, die aus verschiedenen Vulcanen auf Java geflossen sein sollten. Da aber diese ganze Mittheilung offenbar ihren Ursprung in den zu Anfang der Katastrophe soviel verbreiteten Fabeln hat, kann ich diese hier auf sich beruhen lassen.

[1]) Krakatau door R. D. M. Verbeek, Myningenieur. Uitgegeven op last van zyne Exellentie den Gouverneur Generaal van Nederlandsch Indië. Batavia Landsdrukkery 1885, pag. 167.

Digitized by Google

2. Im Jahre 1812 war wieder eine Eruption, und sagt Junghuhn (a. a. O. pag. 845—846) von diesem Ausbruche, dass damals nach allen Seiten Lavaströme geflossen, welche die schönsten Cocoswaldungen, womit die ganze Nordseite der Insel bedeckt war, vernichteten und Hunderten von Leuten das Leben kosteten. Er fügt hinzu, dass, soweit man sich erinnerte, diese die zweite und nach alten Traditionen die siebente Eruption auf der Insel Sangir gewesen.

3. Bei dem vom 2. bis zum 17. März 1856 andauernden Ausbruch soll das kochende Wasser mit einer solchen Geschwindigkeit aus dem Vulcan geflossen sein, dass sich Niemand in der Umgegend hat retten können und dreitausend Menschen ihr Leben dabei einbüssten.

Bei dieser Eruption wird nicht allein von Feuer (Lava?), sondern auch von Erdbeben und darauf folgendem Seebeben gesprochen, wie dass ein tüchtiger Aschenregen das Werk der Verheerung vollendete. Seitdem hat man den Vulcan für erloschen gehalten. Es ist merkwürdig, dass Dr. Fr. Schneider in Soerabaya in seinem schätzbaren Aufsatz: „Ueber den vulcanischen Zustand der Sundainseln und der Molukken im Jahre 1884“ [1]) in seiner Tabelle pag. 3 über die vulcanischen Eruptionen auf den Molukken und Philippinen diese jedenfalls bedeutende Eruption vom März 1856 nicht erwähnt, jedoch dagegen eine Eruption vom März 1865 angibt. Sollte hier etwa ein Druckfehler im Spiele sein?

Weiter gibt Dr. Fr. Schneider noch eine Eruption am 27. August 1883 an, also absolut gleichzeitig mit dem bekannten Krakatauausbruch. Verbeck, a. a. O. pag. 445, sagt aber, dass nur in der Nacht vom 25. auf den 26. August 1883 aus dem Vulcan auf Gross-Sangir, den er (wohl durch ein Versehen) Gunung Api, das heisst Feuerberg nennt, grosse Feuersäulen aufgestiegen seien, die von dumpfem unterirdischem Getöse, aber von keinem Erdbeben begleitet gewesen. Ebensowenig wurde nach ihm kochendes Wasser wie Asche ausgeworfen. Man kann sich denken, dass die Meinung der Nichtgeologen, dass der Awu seit der Eruption von 1856 erloschen sei, durch diese Symptome nicht erschüttert wurde und man den Berg nach wie vor für ungefährlich hielt.

[1]) Jahrbuch der k. k. geol. Reichsanstalt. 1885, Bd. XXXV, Heft 1.

Digitized by Google

Die Mittheilungen sind folgenden Zeitungen entnommen:

Nieuwe Amsterdamsche Courant, Algemeen Handelsblad (Neue Amsterdamsche Zeitung, Allgemeines Handelsblatt), Avondblad 1. blad (Abendausgabe 1. Blatt) vom 26. Juni 1892, dito Ochtendblad (Morgenausgabe) vom 23. Juli 1892, dito Ochtendbl. vom 28. Juli 1892, dito Avondbl. 1. bl. vom 28. Juli 1892, dito Avondbl. 1. bl. vom 30. Juli 1892, dito Avondbl. 1. bl. vom 2. August 1892, dito Avondbl. 2. bl. vom 9. August 1892, dito Avondbl. 2. bl. vom 10. August 1892, dito Avondbl 1. bl. vom 21. August 1892, dito Avondbl. 1. bl. vom 23. August 1892, dito Avondbl. 2. bl. vom 9. September 1892, dito Avondbl. 1. bl. vom 30. October 1892. Java-Bode (Nieuws) Handels en Advertentieblad voor Nederlandsch-Indië (Java-Bote u. s. w.) vom 29. Juni 1892. Hierin der Bericht über die Eruption vom Jahre 1856, dito vom 4. Juli 1892.

Vulcan Saputang.

Nur bei Junghuhn, a. a. O. pag. 848 u. v. f., fand ich etwas Näheres über diesen Vulcan. Er liegt an der südwestlichen Seite der Insel Celebes, wo, wie man glaubt, Vulcane nur auf der kleinen nordöstlichen Halbinsel vorkommen. [1])

Junghuhn sagt: der Saputang, ein grosser Aschenberg, hat ungefähr fünf tausend Fuss Höhe und ist in gerader Richtung elf Pfähle vom Meere entfernt. Er soll früher alle zwei Jahre, auch wohl zweimal in einem Jahre, eine Eruption von Asche, Sand und Steinen gehabt haben, wobei die Asche bisweilen bis Amoerang, und sogar 21 Pfähle weit, flog. Gewöhnlich werden 2—3 Tage vor der Eruption Erdstösse gespürt. Die Kraft der Eruption ist vorzugsweise nach Westen dem Meere zu gerichtet. Die letzte, worüber Junghuhn berichtet, war im Jahre 1838, bei der viel Asche, jedoch verhältnismässig wenig Steine, darunter jedoch von sehr grossen Dimensionen, ausgeworfen wurden. Die Asche lag damals zu Amoerang vier Zoll hoch und der Ausbruch hielt zwei Tage an.

Ueber diesen Vulcan berichtet nun das Alg. Handelsbl. Avondbl. 2. bl. vom 27. Juli 1892 wie folgt: „Auf dem Vulcan Soputan [2])

---

[1]) Junghuhn, a. a. O. pag. 850.

[2]) Den Namen des Vulcans fand ich sowohl Soputan wie Saputang geschrieben. Junghuhn nennt ihn Saputang, dem ich folgte.

Digitized by Google

(Amoerang) fanden im Februar zwei bedeutende Erdstürze statt. Eine erhöhte Wirkung dieses Vulcans wurde jedoch nicht wahrgenommen."

Es scheint aus diesem hervorzugehen, dass sich der Berg damals fortwährend in gelinder Thätigkeit befand.

Vulcan Pulu Damme oder Berg von Dammer.

Ein Bericht im Beiblatt des Java-Bode vom 4. Juli 1892 sagt, dass von Banda der Cel. Ct. (Zeitung von Celebes?) gemeldet wäre, dass die Japara, welche dort am 3. Juni von den Südwester-Inseln angekommen, die Nachricht mitgebracht habe, der Berg von Dammer arbeite schwer, so dass man eine Eruption befürchte. Diese Vermuthung, heisst es weiter, bewahrheite sich, indem nach Gerüchten am 5. Juni eine Eruption erfolgte.

Näheres habe ich nicht darüber erfahren.

Da auch dieser Vulcan in Europa wohl ziemlich unbekannt sein möchte, so will ich hier folgen lassen, was Junghuhn, a. a. O. pag. 832, über ihn mittheilt. Die Insel Damme liegt nordostwärts von dem nordöstlichen Ende Timors auf 7° 3′ südl. Br. und 122° 45′ östl. Lg. Es ist eine ziemlich ausgebreitete waldreiche Insel (nach Kolff), welche fast nur aus diesem einzigen Berg, dem Vulcan, besteht. Dieser erhebt sich auf der nordöstlichen Ecke und ist ein kegelförmig geformter Berg, der fast immer Rauchwolken ausstösst. An seinem Fuss, besonders an der Südwestküste, brodelt an vielen Stellen heisses schwefelhaltiges Wasser hervor (Kolff). Im Jahre 1646 gründeten die Niederländer auf der Südostküste der Insel eine Colonie in der Nähe des Vulcans, doch da die Gegend so ungesund war, verliess man die Insel bald wieder (Valentyn).[1]) Schliesslich sagt Junghuhn noch, dass die Inseln Roti (auf der Schlammvulcane vorkommen), Timor, Roma und die inselförmigen Vulcane Damme, Nila und Serua eine zusammenhängende Reihe bilden, von denen Roti das westsüdwestliche, Serua das ostnordöstliche Ende ausmachen.

[1]) Bei diesem Vulcan gibt Junghuhn nur die Namen Kolff und Valentyn an; es werden aber wie bei der Awueruption von 1711 wahrscheinlich die Arbeiten gemeint sein, die er a. a. O. pag. 834 bei Besprechung des Vulcanes Gunung Api auf Banda anführt; dort findet man: Valentyn Oud en Nieuw Oost Indië und Kolff's Reise.

Digitized by Google

Diese Reihe, welche sich nach Norden 60° gegen Osten ausbreitet, hat dieselbe Länge wie die Insel Java.

Vulcan Kelut[1]) oder Klut.

Von diesem auf Ost-Java auf 8° n. Br., 112° 12' östl. Lg. (nach Dr. F. Schneider, a. a. O. pag. 7) in der Residenz Kedirie gelegenen Vulcane gibt Junghuhn, a. a. O. pag. 464 u. v. f. eine ausführliche Beschreibung, worauf ich den Leser verweise.

Der Kelut gehört, wie ich schon bei meinem Berichte über den Awu bemerkte, zu den Vulcanen Javas, welche im Innern des Kraters einen See beherbergen. Bei obigem ist es sogar ein sehr bedeutender See, der bei früheren Eruptionen schon viel Unglück über die Umgebung verbreitete, so im Mai 1848, obgleich der eigentlich heftige Ausbruch nur von 7 bis 9 Uhr, also zwei Stunden, dauerte (Junghuhn, a. a. O. pag. 497 u. v. f.). Die letzte Eruption, von der Junghuhn kurz berichtet, ist die vom Januar 1851 (a. a. O. pag. 502), während Herr F. Schneider a. a. O. in der Uebersichtstafel vulcanischer Ausbrüche auf Java, pag. 4, noch eines Ausbruches im Januar 1864 Erwähnung thut.

Ueber den muthmasslichen Wasserinhalt des Kratersees widersprechen sich die Angaben, nur ist soviel sicher, dass er im ersten Viertel des Jahres 1892 übergelaufen ist, was eine Sturzfluth zur Folge hatte, die der Kaffeeanpflanzung Ngranka grossen Schaden brachte. Ungefähr 20.000 Bäumchen sollen vernichtet sein, wie auch die theure Wasserleitung, und haben ausserdem grosse Schlammanschwemmungen vielleicht noch manches zerstört.

Der Bericht kam vor im Alg. Handelsbl. Avondbl. 2. bl. vom 9. März 1892 und ist der Soerabaya Courant (Zeitung) ohne nähere Angabe des Datums entlehnt.

Von einer eigentlichen Eruption ist in dem Bericht nicht die Rede, alles, was er enthält, habe ich hier mitgetheilt, glaube aber doch, dass vulcanische Kräfte hier mit im Spiel gewesen sind.

Vulcan Krakatau.

Der Delicourant (Delizeitung) vom Januar entlehnt, erzählt das Alg. Handelsbl. Avondbl. 1. bl. vom 23. Februar 1892, dass man

[1]) Kelut (jav.) heisst Besen.

Digitized by Google

bei klarem Wetter von Anjer aus (an der Küste von Java) wieder Rauchsäulen aus dem Krakatau aufsteigen sehe. Wäre dieser nicht einer der berüchtigteren Vulcane, so würde man kaum Notiz davon nehmen, da von den 45 Vulcanen Javas und der Sundastrasse wohl immer der eine oder der andere Rauch ausstösst. Doch sind die Unthaten des Krakatau von 1883 noch in zu frischer Erinnerung, dass man ihm mehr Aufmerksamkeit schenkt. Da nun, so weit mir bekannt, von dem grossen prachtvollen Werk Verbeek's über Krakatau [1]), das leider nur in holländischer und französischer Sprache herauskam, keine deutsche Uebersetzung besteht, und nur sein erster kurzer officieller Bericht von Herrn Emil Metzger in's Deutsche übertragen ist [2]), finde ich es am Platze, das Hauptsächlichste aus Verbeek's Werk, soweit es die Geschichte des Vulcans betrifft, hier in Kürze folgen zu lassen. Nachdem auf pag. 112 die Lage von Krakatau gerade auf der Stelle, wo die Spalten von den Vulcanen der Sundastrasse, Sumatra und Java zusammentreffen, erwähnt ist, werden pag. 168 aus der Geschichte des Vulcans folgende Hauptpunkte hervorgehoben: „1. Entstehen des Vulcans auf irgend einer Stelle der Sundaquerspalte. Ausfliessen von Lava von Hypersthenandesit. 2. Einsturz des centralen Theiles dieses wenigstens zweitausend Meter hohen Vulcans. Was übrig bleibt, formt einen kreisförmigen Kraterrand, wovon vier Theile über den Meeresspiegel hervorragen. 3. Entstehen des Rakatapiks infolge einer seitlichen Basalteruption. Er wurde aus Schichten von losem Material abwechselnd mit Lavaströmen nach und nach aufgebaut. [3]) 4. Entstehen der Krater Danan und Perboewatan [4]) im Centrum des Hauptvulcans. Diese Krater waren aufgebaut aus abwechselnden Schichten von losem und festem Material, das aus Hypersthenandesit bestand. 5. Eruption des Perboewatan im Mai 1680. Bimssteinbruchstücke wurden ausgeworfen, und es kamen wahrscheinlich auch Lavaströme von Hypersthenandesit vor. 6. Eruption vom 20. Mai bis 28. August

[1]) Verbeek, a. a. O.

[2]) Officieller Bericht über den vulcanischen Ausbruch von Krakatau am 26., 27. und 28. August 1883, aus dem Holländischen übersetzt von Emil Metzger. Halle a. S., Druck und Verlag von H. W. Schmidt, 1884.

[3]) Höhe des Rakatapiks 832 Meter (a. a. O. pag. 160).

[4]) Höhe des Danan ca. 450 Meter, des Perboewatan ungefähr 120 Meter (a. a. O. pag. 163).

Digitized by Google

1883. Hypersthenandesit wird ausgeworfen, grossentheils als Asche und Bimsstein, weniges als glasige Gesteine in losen Blöcken. 7. Einsturz des centralen Theiles des Vulcans am Vormittag vom 27. August 1883." Verbeek sagt weiter noch, dass wahrscheinlich bei einer erneuten Thätigkeit des Vulcans sich inmitten des vom Rakatapik, Verlaten-Eiland und Lang-Eiland [1]) umgebenen Meeres kleine Inseln erheben werden, gerade wie die Kaimeni in der Santorin-gruppe, und wie dies auch früher mit den Kratern Danan und Perboewatan in dem vom alten Kraterwall umringten Meere der Fall war.

Vulcan Kaba.

Von Sumatra wird in einer Chronik über das dritte Viertel des Jahres 1892 gemeldet, dass der Vulcan Kaba stets eine erhöhte Thätigkeit zeige. Starke Rauch- und Feuersäulen werden ausgestossen, von unterirdischem Getöse begleitet. Zu Sipirok (Tapanoeli) hat man ein derartiges Getöse im August beinahe täglich wahrgenommen. Der Vulcan liegt auf Süd-Sumatra in der Residenz Palembang.

Der Bericht kommt vor im Alg. Handelsbl. Avondbl. 2. bl. vom 31. Januar 1893 unter der Aufschrift: Kroniek betreffende Sumatra etc. over het 3. Kwartaal van 1892.

Vulcan Bromo auf Java (Ost-Java).

Das Alg. Handelsbl. Avondbl. 2. bl. vom 22. Februar 1893 berichtet folgendes: Seit dem 19. December 1892 zeigt nach einem Rapport des Residenten von Probolingo der Bromo eine erhöhte Thätigkeit. In einigen hoch gelegenen Dessas (Dörfer) vom District Tengger sollen die Djagonganpflanzungen [2]) von der ausgeworfenen Asche des Vulcans sehr leiden.

Ob der Bromo nun schon am letzten November einen leichten Aschenauswurf hatte (siehe folgenden Bericht), ist immerhin möglich, da hier aber speciell der 19. December als der Tag genannt wird, wo die erhöhte Thätigkeit begonnen haben soll, weniger wahrscheinlich.

[1]) Lang-Eiland (Lange Insel) und Verlaten-Eiland (Verlassene Insel) sind Theile von dem beim ersten Einsturz übriggebliebenen Fuss des alten Vulcans (a. a. O. pag. 155).

[2]) Djagong ist Zea Mays L.

Digitized by Google

Der Bromo ist der einzige noch thätige Eruptionskegel des Tenggergebirges. Der Krater des Tenggers gehört jedenfalls zu den grösseren und misst sowohl von Norden nach Süden wie von Westen nach Osten 8 Kilometer (Verbeek, a. a. O. pag. 156). Unter den genau vermessenen Vulcanen hat der eingestürzte Krater des Manindjoevulcans auf Sumatra den grössten Umfang, da, von unregelmässig ellipsenförmiger Gestalt, seine grosse Achse von Norden nach Süden 23 Kilometer und die von Westen nach Osten im Durchschnitt 11 Kilometer hat (Verbeek, a. a. O. pag. 156—157).

Eine ausführliche Beschreibung von dem Tenggergebirge gibt Junghuhn a. a. O. pag. 554 u. v. f. Von seiner Karte aber sagt Verbeek (a. a. O. pag. 503), dass sie sehr unrichtig sei, und der Krater grösser ist, als Junghuhn ihn angibt. Einen lesenswerten Aufsatz über den Tengger gab auch Emil Stöhr in der Pollichia von 1868: „Der Vulcan Tengger auf Ost-Java von Emil Stöhr", dem eine nette Ansicht vom Bromo beigefügt ist. Dieser ist von allen vier Eruptionskegeln des Tengger (Widodarin, Segoro wēdi und Batok [Cocosschale]) der niedrigste und einzig thätige und hat nach Junghuhn (a. a. O. pag. 591) sechs- bis achthundert Fuss Höhe. Auch scheint er nach ihm (a. ders. Stelle) wie die übrigen ganz und gar nur aus losem Sand aufgeworfen zu sein. Nach Stöhr (a. a. O. pag. 190) hat der Bromo niemals Lavaströme entsendet, hat langjährige Perioden der Ruhe gehabt, in denen er nicht einmal rauchte, während er zu anderen Zeiten wieder ununterbrochen Rauchsäulen aufsteigen liess und vereinzelte Ausbrüche stattfanden, bei denen Bomben, Steingrus und vor allem Asche ausgeworfen wurde, begleitet von unterirdischem Getöse. Stöhr vergleicht pag. 197 u. v. f. den Krater von dem Tengger, da er noch voll flüssiger Lava war, mit dem Kilauea auf Hawaï und meint pag. 189, „dass die Zeit, in welcher dieser grosse Krater des Tengger thätig war, weit zurückreicht bis in die pliocäne, vielleicht selbst in die miocäne Periode hinab". Jetzt ist der Kraterboden, woraus sich die vier Eruptionskegel erheben, hoch mit schwarzem vulcanischen Sande bedeckt und führt, wie Stöhr (pag. 161) sagt, deshalb nicht mit Unrecht den Namen Dasar oder Sandsee. Dass der Bromo zeitweise in seinem Schlunde ein Kratermeer zeigt, sagt auch Fr. Schneider a. a. O. pag. 8 und fügt hinzu, dass dieses Kratermeer mit seinem Mare dem Landsee Gratie in Verbindung stehen soll.

Digitized by Google

Was die oft erwähnte Wechselbeziehung zwischen dem Bromo und dem nur 4 geogr. Meilen von ihm entfernten Vulcan Lamongan anbetrifft, so meint Junghuhn (a. a. O. pag. 600), dass hier noch längere Beobachtungen nöthig sind, um in der einander ablösenden Thätigkeit der zwei Vulcane eine gewisse Regelmässigkeit zu erkennen. Stöhr (a. a. O. pag. 194—195) ist derselben Ansicht. Fr. Schneider (a. a. O. pag. 8) hält den Lamongan für einen secundären Krater des Tengger. Neueres zur Lösung dieser Frage ist mir im Augenblick nicht bekannt.

Die auf dem Tengger wohnenden Javanen gehören nicht zu den Mahomedanern, sondern sie verehren ihren Gott Bromo, der in dem Krater des Vulcans wohnt, und feiern jährlich ein Fest, wobei der Oberpriester um den Segen der Götter fleht, vorzugsweise um den Segen des grossen Schutzgottes Dewo-Bromo, der auch Dewo-Sunanibu heisst, wobei Weihrauch entzündet wird und Opfer von Reis und anderen Nahrungsmitteln in den Krater hinabgeworfen werden (Junghuhn, a. a. O. pag. 570).

Der Name Bromo wird ohne Zweifel mit Brahma zusammenhängen, ob aber dieser mehrere Tausend Köpfe zählende eigene Volksstamm ein Abkömmling der alten Hindu ist, was gewöhnlich angenommen wird, ist eine andere Frage und wird wenigstens von Stöhr (a. a. O. pag. 164) bezweifelt.

Aschenregen zu Lawang auf Java.

Ein Bericht im Alg. Handelsbl. Avondbl. 1. bl. vom 24. Januar 1893 sagt, dass am 30. November 1892 zu Lawang in der Residenz Pasoeroean, ein leichter Aschenregen gefallen ist. Welcher von den in der Nähe liegenden Vulcanen, der Bromo, der Semeru, der zum Ardjuno gehörige Walirang oder möglich der etwas entferntere, ausserhalb der Residenz Pasoeroean liegende Kelut nun eine Eruption hatte, ist im Augenblick nicht zu sagen.

Neuer Vulcan auf den Philippinen.

Die Philippinen bestehen nach C. W. C. Fuchs[1]) aus 12 grösseren und mehreren kleineren Inseln. Sie sind reich an Vul-

[1]) C. W. C. Fuchs, Die vulcanischen Erscheinungen der Erde. Leipzig und Heidelberg, C. F. Winter'sche Verlagshandlung. 1865, pag. 47—48.

Digitized by Google

canen. Auf der Halbinsel Camarines, dreissig deutsche Meilen lang, kommen nach Fuchs (a. a. O.) allein zehn Vulcane vor; sie liegen an der Ostküste nahe beieinander, kaum durch eine Meile Wegs voneinander getrennt. Ausserdem gibt es auch anderwärts noch viele Vulcane, von denen der Taal, 14° n. Br., 118° 43' östl. Lg. auf der Hauptinsel in einem See gelegen, der berühmteste ist.

Im März vorigen Jahres fand auf den Philippinen (wo, ist nicht angegeben) ein heftiges Erdbeben statt, wobei zahlreiche öffentliche Gebäude und eine grosse Zahl Wohnhäuser verheert wurden. Viele Personen verloren das Leben. An einigen Stellen zeigten sich grosse Risse im Boden, und es entstand ein neuer Vulcan.

Näheres konnte ich über diesen Vulcan nicht in Erfahrung bringen.

Die Mittheilung über sein Entstehen kam vor in dem Alg. Handelsbl. Ochtendbl. vom 17. Mai 1892.

Vulcanausbruch auf den Sandwich-Inseln.

Im Alg. Handelsbl. Ochtendbl. vom 20. December 1892 kommt die Meldung, dass eine vulcanische Eruption auf den Sandwich-Inseln grossen Schaden anrichtete. Zwei Dörfer werden mit Verwüstung bedroht.

Auf meine Nachfrage hatte die Direction der Zeitung die Freundlichkeit, mir schriftlich mitzutheilen, dass ihr nichts Näheres bekannt sei, und dass man den Bericht aus der Times hätte, die übrigens auch nichts Weiteres über diese Eruption enthielt. [1])

Vulcan Tongariro.

Der Vulcan liegt auf der Nordinsel von Neu-Seeland. v. Hochstetter berichtet uns in seinem schönen Werk über Neu-Seeland Mehreres über denselben [2]), wovon ich nur Einiges erwähnen möchte. Er sagt pag. 235 u. v. f.: „Der Tongariro ist nicht ein einzelner in sich abgeschlossener Kegelberg wie der Ruapahu, er bildet vielmehr ein sehr complicirtes vulcanisches System, das aus einer ganzen Gruppe von gewaltigen, zum Theil noch thätigen Kegelbergen besteht.

[1]) Ueber den Zustand des Kilauea im August 1892 vergl. Frank S. Dodge in Am. Journ. of Sc. Vol. 45, S. 241, März 1893.

[2]) Neu-Seeland von Dr. Ferdinand v. Hochstetter. Stuttgart, Cotta'scher Verlag, 1863.

Digitized by Google

Der alle anderen Theile des Systems weit überragende, in der schönsten und regelmässigsten Kegelform sich erhebende Eruptionskegel, der durch den besonderen Namen Ngauruhoe [1]) ausgezeichnet ist, und dessen gewaltiger, trichterförmiger Gipfelkrater vorzugsweise als der thätige Krater des Tongariro bezeichnet wird, bildet mit dem grossartigen Ringgebirge, aus dessen Mitte er aufsteigt, den südlichen Haupttheil des Tongarirosystems. Es ist ein Aschen- und Schlackenkegel, dessen Böschungswinkel 30° bis 35° beträgt, und dessen Höhe ich von der Basis bis zum Gipfel zu 1600 Fuss schätze. Er überragt die höchsten Punkte der übrigen Theile des Systems ungefähr um 500 Fuss und dürfte eine absolute Meereshöhe von 6500 Fuss erreichen." (Wirklich gemessen, sagt v. Hochstetter, wurde der Tongariro nicht.) „Der äussere Circus, der nach innen mit steilen Wänden abfällt und ein grossartiges Bergamphitheater bilden muss mit Felswänden von gegen 1000 Fuss Höhe, ist an der Westseite durch eine breite Schlucht geöffnet, und ohne Zweifel fliesst durch diese Schlucht aus dem „Atrium" zwischen dem Aschenkegel und seiner Umwallung die Hauptquelle des Wanganuiflusses. Dies scheint auch die einzige Seite zu sein, von welcher der Kegel zugänglich ist, und diesen Weg mussten diejenigen einschlagen, welche den Kegel erstiegen haben.

Ich habe nicht gehört, dass jemals ein Eingeborener oben gewesen; Furcht vor den dämonischen Mächten der Unterwelt scheint sie von einem solchen Unternehmen abgehalten zu haben, und der Berg war tapu. Meines Wissens ist es bis jetzt auch nur zwei Europäern gelungen, den Ngauruhoe zu ersteigen, Mr. Bidwill im März 1839 und Mr. Dyson im März 1851."

Nachdem v. Hochstetter nun die Erzählung von der Ersteigung des Mr. Dyson mitgetheilt hat, gibt er weiter noch als seine Meinung an, dass der Krater damals nur in Solfatarenthätigkeit war, dass die Eingeborenen nichts von Lavaergüssen wissen, wohl aber soll der Krater von Zeit zu Zeit Asche und heissen Schlamm auswerfen, und bei solchen Ausbrüchen soll bisweilen ein feuriger Widerschein über dem Gipfel des Berges sichtbar sein. Dies soll namentlich im Februar 1857 der Fall gewesen sein, als der Aschenauswurf zwei bis drei Wochen lang dauerte. Der Durchmesser des

[1]) Am Rotoaira sagt man Auruhoe.

Digitized by Google

Kraters kann nach Hochstetter kaum mehr als 500 Fuss betragen. Weiter theilt er noch mit, dass der Ngauruhoe nicht der einzige Krater am Tongarirosystem ist. Es gibt noch drei weitere, nämlich den Ketetahi, welcher höchst wahrscheinlich von einem See erfüllt ist. „Es soll dieser ein aus alten Zeiten thätiger Krater sein, der jedoch nur periodisch sich bemerkbar macht. Im Jahre 1855, zur Zeit des Erdbebens in Wellington, soll aus demselben ein Aschenausbruch stattgefunden haben und der Berg seither von Zeit zu Zeit dampfen." v. Hochstetter sah nur einmal Dampfwolken aus ihm aufsteigen, „die aber damals viel bedeutender waren als die Dampfexhalationen des Ngauruhoe".

„Von Ketetahi gegen Nordwest liegt ein dritter, nahe an 6000 Fuss hoher Kegel, gleichfalls oben breit abgestumpft. Ueber die Beschaffenheit des Gipfels dieses Kegels kann ich nichts sagen; ich vermuthe nur, dass auch er einen tiefen Krater trägt; dagegen bemerkt man an seinem Nordabhang in einer Meereshöhe von etwa 4000 Fuss eine Spalte, aus der ununterbrochen, ebenso wie aus dem Ngauruhoekrater, mächtige Dampfwolken ausströmen. Es scheint dies eine grosse Solfatare zu sein."

„Ein vierter Kegel, nördlich von Ketetahi oder nordöstlich von dem zuletzt erwähnten Kegel, zeigt an seinem nordwestlichen Abhang, den ich zu 3500 schätze, einen seitlichen, wie es scheint, ganz erloschenen Krater. Von der Ostküste des Tauposees kann man rechts vom Pihanga deutlich das schwarze Loch erkennen.

Obwohl nun dieser gewaltige Vulcan mit seinen verschiedenen Kratern in den letzten Jahrhunderten, soviel man weiss, keine Lavaeruptionen gehabt hat[1]), so möchte ich doch nicht behaupten, dass solche nicht plötzlich wieder einmal eintreten könnten. Für gegenwärtig ist er im Zustande einer Solfatare. Erdbeben von solcher Heftigkeit, wie sie fern von diesem Mittelpunkt der vulcanischen Thätigkeit auf der Nordinsel an verschiedenen Küstenpunkten (Wellington, Wanganui, Clady Bai) vorkamen, sind in der Taupogegend unbekannt, dagegen sind leichte Stösse, mit unterirdischem Getöse verbunden, keine Seltenheit."

[1]) In einer Anmerkung unten auf pag. 237—238 sagt v. Hochstetter freilich: „Bidwill spricht von einem ganz frischen Lavastrom am Fusse des Kegels, der ungefähr $^3/_4$ einer Meile lang und noch nicht von Flechten bedeckt war; er beschreibt die Lava als schwarz, hart und compact."

Digitized by Google

Ein Bericht im Alg. Handelsbl. Avondbl. 2. bl. vom 14. Februar 1892 enthält nun die Meldung, dass der Tongariro in Eruption ist und an vielen Stellen der Nordinsel ernste Erdbeben gefühlt werden. Es heisst, dass eine spätere Nachricht die Mittheilung gebracht hat, dass der Rauch und die Flammen aussergewöhnlich hoch steigen und vorzugsweise des Nachts ein erstaunlich grossartiges Schauspiel bieten. Ob hier wirkliche Flammen im Spiel sind, ist wohl nicht wahrscheinlich, unmöglich aber ist es nicht. [1]) Man sehe über Flammen bei Vulcanausbrüchen Neumayr, a. a. O. Bd. I, pag. 157—158.

Submarine Eruptionen im Kaspischen Meere.

Nach Mittheilung der Weser Zeitung (Mittags-Ausgabe vom 23. Juni 1892) ist im Kaspischen Meere am nördlichen Ufer der Apscheronhalbinsel, offenbar infolge vulcanischer Eruptionen, eine neue Insel von 750 Faden Länge und 50 Faden Breite emporgestiegen. Der Gouverneur von Baku hat der Akademie der Wissenschaften in Petersburg auf ihre officielle Anfrage nach diesem Naturereignis, bei dem anfangs von einem in das Meer gefallenen riesengrossen Aërolithen die Rede war, Obiges berichtet mit der Beifügung, dass das Ereignis gegenwärtig wissenschaftlich erforscht werde.

Der Vesuv.

Während des Jahres 1892 war dieser Vulcan mehr oder weniger in Thätigkeit. Am Abend des 11. Januar ergoss sich ein Lavastrom gegen das Atrio del Cavallo (Weser Zeitung vom 12. Januar 1892). Am 17. Februar wird wieder aus Neapel gemeldet, dass ein Lavastrom in's Atrio geflossen sei, wobei speciell bemerkt wird, dass diese aus dem Hauptkrater käme (Alg. Handelsbl. vom 18. Februar 1892). Am 7. Juni begann (nach dem Alg. Handelsbl. vom 9. Juni 1892) die Lava wieder in bedeutender Menge in's Atrio zu fliessen; aber diesesmal von dem Fusse des Eruptionskegels, was Verfasser dieses bezeugen kann, da er selbigen Tages von Sicilien nach Neapel zurückgekehrt, Abends die glühende Lava hinabfliessen sah, und dauerte dies viele Tage an. Wie lange dieses Ausfliessen von Lava angehalten hat, vermag ich nicht anzugeben, aber das

[1]) Man sehe weiter unten beim Etna.

Digitized by Google

Alg. Handelsbl. vom 17. Juli meldet vom 16. Juli aus Neapel, dass seit der Aetna in Eruption getreten sei, fange auch der Vesuv wieder an zu arbeiten, und fliesse wieder Lava in's Atrio, demnach dieses Anfang Juli gewesen sein müsste. Der Vulcan scheint auch später nicht ganz zur Ruhe gekommen zu sein, denn ein Bericht im Alg. Handelsbl. vom 14. September meldet vom 13. September aus Neapel: „Die Thätigkeit des Vesuvs ist heute besonders stark", und in derselben Zeitung vom 15. September heisst es, dass grosse Massen Lava in der Richtung des Atrio fliessen.

Anfang des Jahres 1893 war die Lava immer noch im Fluss, wie ein Augenzeuge in seinem Aufsatz „Der Vesuv im Schnee" (Beilage des Schwäbischen Merkurs vom 22. Februar 1893) erzählt und beifügt, dass diese das Atrio viele Quadratkilometer bedecke, und eine der von ihm beobachteten Lavaströme eine Höhe von etwa 2 Metern, bei einer Breite von mehreren Metern habe.

Der Etna.

Ueber die letzte Etnaeruption, die nach Berichten im Alg. Handelsbl. vom 2. Februar 1893 und 4. Februar 1893 in diesem Jahre noch nicht ihr Ende erreicht hatte, hat nicht nur die Tagespresse recht Vieles mitgetheilt, sondern es liegen darüber auch verschiedene Berichte vor, die ich hier folgen lasse:

A. Baltzer, Die Etnaeruption von 1892 in Neues Jahrbuch für Mineralogie, Geologie und Paläontologie, herausgegeben von M. Bauer, W. Dames und Th. Liebisch. 1893, Bd. I, Heft 2, pag. 75 u. v. f.; Prof. Antonio Aloi, L'eruzione dell' Etna in Rivista Mensile del Club Alpino Italiano. 1892, Nr. 7, 8, 9 und 10; Eine Etnabesteigung im Herbst 1892 von Prof. Dr. H. Pohlig (Bonn) im Feuilleton der Frankfurter Zeitung und Handelsblatt vom 30. October 1892; Lorenzo Bucca, Primo Rapporto sulla Eruzione dell' Etna. Catania 1892, mit Karte; Gaetano Platania, The recent eruption of Etna in Nature. 1892, Vol. XLVI, Nr. 1197; Jean Platania, L'eruption de l'Etna in der Nature, Paris; Mario Baratta, Su l'Eruzione eccentrica dell' Etna. Roma 1892.

Während ich auf diese verschiedenen Berichte und speciell auf den von A. Baltzer in Bern verweise, halte ich es für überflüssig, diesen noch einen Bericht beizufügen, und will nur aus dem des Herrn Baltzer's Folgendes kurz erwähnen:

Digitized by Google

Die Eruption kam unerwartet am 8. Juli 1892 circa ½11 Uhr Nachts und fieng mit einem Ausbruch aus dem Hauptkrater an. Es entstand eine Pinienwolke, welche Blitze durchzuckten, und Asche, Lapilli und Bomben wurden ausgeworfen. Am 9. Juli 1 Uhr 15 Min. Nachmittags entstanden auf der Südseite zwischen Montagnola und Monte Nero in einer Höhe zwischen 1700 und 1900 Meter zwei ziemlich Nordsüd gerichtete Spalten ohne fühlbare Stösse. Zuerst arbeitete die Westspalte, doch die Hauptthätigkeit gieng schon am gleichen Tage auf die Ostspalte über. Die neuen Kraterberge erhielten zu Ehren des verstorbenen Etnaforschers den Namen Monti Silvestri.

Pag. 77—79 werden die Laven in der ersten Hälfte des Juli und die Thätigkeit der Monti Silvestri beschrieben und pag. 80 die Lavaströme in der zweiten Hälfte Juli. Bei den Monti Silvestri ist hervorzuheben, dass jeder Punkt, wiewohl sie alle auf derselben Spalte in einer Reihe und in geringer Entfernung voneinander liegen, eigenthümlich gearbeitet hat. Die Kegelbildung ist im allgemeinen von Norden nach Süden fortgeschritten. Aschenregen scheinen fortwährend stattgefunden zu haben.

Hierauf folgt pag. 80 die Besprechung der Augustperiode, worunter das Entstehen zweier neuer Krater wohl das Hauptsächlichste ist. Pag. 82 wird die Thatsache erwähnt, dass die Ausbruchsstellen im Laufe der Eruption immer weiter abwärts gerückt sind.

Im November besuchte Herr Baltzer selber die Eruptionsstelle und gibt nun pag. 82—85 eine eingehende Beschreibung, wie er Mitte des Monats die Monti Silvestri gefunden. Vorzugsweise interessant sind die dabei erwähnten Flammenerscheinungen. Nachdem er nun pag. 85 u. v. f. ein anschauliches Bild der Lavaströme gibt, aus welchem ich nur hervorheben will, dass die Breite des grossen Lavafeldes, bis auf 2 Kilometer in die Länge, im Osten 6 Kilometer und im Westen 8 Kilometer beträgt, wie dass man noch viel flüssige Lava sieht. Er sagt pag. 87—88: „Der Spaltenapparat von diesem Jahre ist die directe Fortsetzung dessen von 1886, welche den Monte Gemmellaro schuf. Die Spalte ist nur weiter nach Norden zu aufgerissen worden (Bucca und G. Platania). Daher kommt es vielleicht, dass die vorangehenden Erderschütterungen weniger heftig wie bei der kurzen Eruption von 1883 und bei der von 1886 erfolgten, da die Spalte schon vorgebildet war. Die Spalte

Digitized by Google

von 1892 verhält sich zu der von 1886 wie die von 1883 zu der von 1879, und eben wegen dieses Zusammenhanges folgten auch die 4 Ausbrüche rascher wie gewöhnlich, und es wurden die Etnaanwohner durch die Eruption von 1892 einigermassen überrascht."

In dem Rückblick hebt der Herr Verfasser zunächst die lange Dauer der Eruption, sowie das mehrfache Anschwellen und wieder Abnehmen der vulcanischen Intensität, wie es früher gewöhnlich nicht in einem solchen Grade stattgefunden hat, hervor. „Die Eruption von 1883 dauerte nur 3 Tage, die von 1886 nur 50 Tage." (Baratta.) Sodann sagt er noch (pag. 88):

„Die Hauptschwankung in der Intensität hat im August stattgefunden, wo erneuter Paroxysmus und strombolianische Thätigkeit eintrat, die zur Bildung neuer Kraterkegel führten. Die Bildung der Kegel gleicher Phase auf ein und derselben Spalte fand im allgemeinen von oben nach unten, der Lavaerguss vorzugsweise in den unteren Theilen der Spalte statt. So war es auch schon bei früheren excentrisch linearen Etnaeruptionen. Wiewohl sich der Vorgang vorzugsweise auf einer Spalte abspielte, arbeiteten doch die verschiedenen Oeffnungen in ziemlich verschiedener Weise bezüglich der Dejecte, der Dämpfe, der Lavaproduction, der Fumarolenthätigkeit; es spielte gleichsam jede ihre eigene Melodie, wenn auch die stoffliche Einheit (Augit-Plagioklaslaven) gewahrt bleibt. Charakteristisch sowohl für diese, wie für die Eruptionen von 1886 und 1879, waren die Sandsteinbomben bemerkenswert, auch die von G. Platania erwähnten Luftstösse."

Bei der Abreise des Herrn Baltzer am 25. November stand noch eine stattliche Pinienwolke über den Monti Silvestri, und ist diese mit dem in der Nacht vorher beobachteten Feuerschein der Lava das Letzte, was er von der Eruption erwähnt.

Nun aber bringt das Stuttgarter Neue Tagblatt vom 14. Januar 1893 noch einen Bericht über den Etna, dessen Hauptinhalt ich der Vollständigkeit wegen folgen lasse: Am 29. December ist der Etna erloschen, nachdem er seit dem 8. Juli, also 178 Tage hindurch, eine gewaltige vulcanische Thätigkeit entfaltet hatte. Am 23. December fanden nochmals reichliche Lavaergüsse und starkes unterirdisches Brüllen statt, und fürchtete man schon, dass die Schrecknisse vom Juli und August sich wiederholen würden; doch am 29. December Vormittags gegen 10 Uhr blieb das vulcanische Ge-

Digitized by Google

triebe wie mit einem Schlage stehen, die Lava hörte auf zu fliessen, und die Rauchwolken der Krater verschwanden. Heute liegt auf den Kratern und den erkalteten Lavaströmen eine hohe Schneedecke. Noch sagt dieser Bericht, dass man den Schaden, welchen die Lavaströme angerichtet hätten, auf eine Million Lire schätzt.

Dass man es mit dem hier gemeldeten Erlöschen nicht zu ernst nehmen darf, haben die oben erwähnten Berichte vom Anfang Februar dieses Jahres zur Genüge gelehrt.

Vulcan Pic Paderal in Neu-Mexico.

Die Münchener Neueste Nachrichten vom 1. Februar enthalten folgenden kurzen Bericht über eine Eruption dieses Vulcans:

„Nach Drahtmeldungen, die in New-York eingelaufen sind, ist der Pic Paderal, ein grosser Vulcan in der Grafschaft Rio Arriba, Neu-Mexico, in einem Zustand heftiger Ausbrüche. Der Berg, der sich seit 1821 ruhig verhielt, trieb seit vergangenem December Rauchwolken hervor und warf Lavaströme aus. Die ganze Kuppe, ungefähr eine Quadratmeile im Umfang, wurde dadurch abgestossen, so dass die Lava die Bergseiten hinab in's Thal floss, wo sie sich über einen Raum von je einer Meile zu beiden Seiten des Berges ausdehnte."

Digitized by Google

XV. Die Contacthöfe der Granite und Syenite im Schiefergebiete des Elbthalgebirges.

Von **Richard Beck** in Leipzig.

(Mit Tafel IX.)

Das Schiefergebiet des Elbthalgebirges gehörte bis vor wenigen Jahren noch zu den geologisch minder bekannten Gegenden Sachsens. Bei gewissen älteren Autoren, wie Charpentier, C. v. Raumer, Bonnard, F. Hoffmann, findet man nur sehr vereinzelte dortige Vorkommnisse beschrieben. Auf der 1846 beendeten geognostischen Karte des Königreiches Sachsen von C. F. Naumann und B. v. Cotta ist die Gegend zum erstenmale eingehender, wenn auch nur kartographisch berücksichtigt. Denn leider erstrecken sich die im V. Heft der geognostischen Beschreibung des Königreiches Sachsen enthaltenen Erläuterungen dieser Karte von C. F. Naumann nur auf einen sehr kleinen Theil des Gebietes, auf die Gegend von Weesenstein und Maxen. Der weitaus grösste Theil blieb unerläutert. Dies veranlasste wohl H. Mietzsch, sich mit dem Gegenstand zu beschäftigen. Er veröffentlichte im Jahre 1871 eine Beschreibung unseres Gebirges [1]), die aber schon deswegen in petrographischer Beziehung nicht sehr eingehend sein konnte und oft irrthümlich sein musste, weil sie nicht auf mikroskopischer Untersuchung der Gesteine fusste. Seit dem Frühling 1887 bearbeitete der Verfasser im Auftrage des Directors der königlich sächsischen geologischen Landesuntersuchung, Herrn geheimen Bergrathes Professor Dr. H. Credner, das Gebiet. Die Frucht dieser Arbeiten waren folgende Veröffentlichungen:

Section Berggiesshübel der geologischen Specialkarte des Königreiches Sachsen, nebst Erläuterungen. 1889.

Section Pirna, nebst Erläuterungen. 1892.

Section Kreischa-Hänichen, nebst Erläuterungen. 1892.

---

[1]) H. Mietzsch, Ueber das erzgebirgische Schieferterrain in seinem nordöstlichen Theile. Dissert. Halle 1871.

Digitized by Google

Ferner die kleineren Mittheilungen:

Ueber das Schiefergebirge etc. der Gegend von Berggiesshübel, Weesenstein und Maxen. Ber. d. Naturforschenden Gesellsch. zu Leipzig. 1890.

Ueber Amphibolitisirung von Diabasgesteinen im Contactbereiche von Graniten. Zeitschr. d. deutschen geol. Gesellsch. 1891, pag. 257 ff.

(Im Verein mit W. Luzi.) Ueber die Bildung von Graphit bei der Contactmetamorphose. Neues Jahrb. f. Min. 1891, Bd. II, pag. 28.

Ueber gequetschte Granite. Ber. d. Naturforschenden Gesellsch. zu Leipzig. 1891.

Ueber Brookit als Contactmineral. Neues Jahrb. f. Min. 1892.

Allgemeine geologische Verhältnisse.

Unser Schiefergebirge liegt südöstlich von Dresden auf der nördlichen Abdachung des Erzgebirges und zur Linken der Elbe. Es wird von den Zuflüssen dieses Stromes, der Lockwitz, Müglitz und Gottleuba, in tief eingeschnittenen Querthälern durchbrochen. Vom Spitzberg bei Possendorf und von Kauscha aus, wo es der von Nordwest her Kommende zum erstenmale unter der jüngeren Decke des Rothliegenden und der oberen Kreideformation angeschnitten findet, lässt es sich in südöstlicher Richtung noch auf eine Strecke von 25 Kilometer hin bis in das Markersbacher Bahrathal verfolgen. Von hier ab noch weiter ostwärts wird alles ältere Gebirge durch die Quadersandsteinformation verhüllt, welche in diesem östlichen Theile des Erzgebirges bis auf dessen Kammhöhe hinaufsteigt. Erst nach einer Unterbrechung von 15 Kilometer Länge stösst man östlich vom letzten Aufschluss bei Buchenhain unweit Markersbach wiederum auf Granit und Schiefergesteine, welche hier die Elbe an den unteren Gehängen ihrer tiefen Thalschlucht bei Tschirte und Rasseln nördlich von Tetschen unter der Sandsteindecke der sächsisch-böhmischen Schweiz entblösst hat.[1]) Am wenigsten verhüllt von jüngeren Formationen tritt uns das Schiefergebirge zwischen dem Lockwitz- und dem Gottleubathal entgegen, in der Gegend von Maxen, Weesenstein und Berggiesshübel. Hier bildet es eine Zone von 4, 5—6 Kilometer Breite, welche sich an das

[1]) S. Em. Hibsch, Die Insel älteren Gebirges im Elbthale nördlich von Tetschen. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1891, Bd. XLI, Heft 2.

Digitized by Google

erzgebirgische Gneissgebiet angliedert, nach Nordost dagegen von der linkselbischen südwestlichen Randzone des grossen Lausitzer Granitterritoriums abgeschnitten wird.

Man würde in rein orographischem Sinne die Landschaft, welche durch das Schiefergebirge auf dieser Strecke gebildet wird, noch als einen Theil des Erzgebirges betrachten können. Denn topographisch besteht keine Grenzlinie zwischen den beiden unmittelbar benachbarten Regionen, und der Charakter einer sanft geneigten Hochfläche, wie er der gesammten nördlichen Abdachung des Erzgebirges zukommt, ist auch diesem Schiefergebiete aufgeprägt. Doch fällt es schon in rein orographischer Beziehung auf, dass hier die Richtung jener Neigung entschieden eine nordöstliche ist, was denn auch, wie sich zeigen wird, durch eine von der erzgebirgischen verschiedene Tektonik begründet ist. Im übrigen herrscht ganz wie im erzgebirgischen Nachbargebiet oben auf der eigentlichen Hochfläche ein ziemlich einförmiges Landschaftsbild. Wir finden vorwiegend ein flach welliges, meist vom Ackerbau in Beschlag genommenes Gelände. Nur dort, wo härtere, der Verwitterung schwerer anheimfallende Gesteine eingelagert sind, treten uns langgestreckte und steile, gewöhnlich von Wald bedeckte Höhenrücken entgegen, die aber immerhin noch zu niedrig sind, um den Plateaucharakter wesentlich zu stören. Umso mannigfaltiger gestaltet sich die Scenerie, wenn wir in die oben genannten Querthäler und ihre Seitenschluchten hinabsteigen. Die grünen Wiesenplanen der Thalsohlen ziehen sich hier zwischen bewaldeten Steilhängen hin, welche häufig von schroffen Felsriffen unterbrochen sind. Mit starkem Gefälle eilen die Flüsschen, deren Erosion diese Landschaftsbilder schuf, der Elbe zu. An härteren Gesteinsmassen prallen sie nicht selten ab, um weiter seitlich das Hindernis zu durchbrechen. In diesen Thälern finden wir den inneren Bau des Gebirges vortrefflich enthüllt, welcher von einer überraschenden Regelmässigkeit sich zeigt.

Wie schon aus der allgemeinen Lage der von Nordwest nach Südost verlaufenden gesammten Schieferzone zu schliessen war, herrscht ganz ausgesprochen ein nordwestliches Hauptstreichen. Die Schichten fallen unter einem meist recht steilen Winkel nach Nordost ein. Stellenweise ist ihre Aufrichtung eine so starke, dass dieselben völlig senkrecht stehen oder gar auf kürzere Strecken hin überkippt sind. Auch bei zahlreichen Eruptivgängen, welche die Schiefer durchsetzen,

Digitized by Google

wiederholt sich das nordwestliche Hauptstreichen. Durch dieses geotektonische Merkmal unterscheidet sich unser Gebiet vom Erzgebirge und schliesst sich vielmehr der Lausitz und den Sudeten an, in denen die Nordwest- bis Südostrichtung die herrschende ist. Mit der Lausitz hat das Elbthalgebirge südöstlich von Dresden ehemals auch in unmittelbarem Zusammenhang gestanden, ehe die grosse Südlausitzer Hauptverwerfung erfolgte, und ehe der weite Elbthalkessel unterhalb von Pirna sich bildete.

Zum Verständnis der zu schildernden Contacterscheinungen ist es nöthig, vorher die Gliederung des Schiefergebirges, sowie die Lagerungsverhältnisse und die petrographische Beschaffenheit der als Urheber jener Erscheinungen thätig gewesenen Eruptivgesteine in den Hauptzügen vorzuführen.

A. Das Schiefergebirge.

An der Zusammensetzung des elbthalgebirgischen Schiefergebietes betheiligen sich folgende Formationen:

Die Gneissformation,
die Phyllitformation,
das Cambrium,
die Silurformation und
die Devonformation.

H. Mietzsch unterschied nur Gneissgebirge, Glimmerschiefergebirge (= Phyllitformation) und Thonschiefergebirge. Die grosse Regelmässigkeit der Lagerungsverhältnisse, welche die zahlreichen, untereinander parallelen, auf weite Strecken hin verfolgbaren Gesteinseinlagerungen zeigen, geht schon aus der älteren geologischen Karte von 1846 hervor und wurde auch von H. Mietzsch[1]) stark betont. Der letztere gieng allerdings zu weit, wenn er manche Einlagerungen, wie namentlich die untersilurischen Kalklager, zu durchgehenden Zonen verband. In dem ganzen Gebiet wurde ohne Ausnahme eine völlig concordante Ueberlagerung der geschichteten Gebirgsformationen untereinander beobachtet. Die Glimmerschieferformation ist hier, wie überhaupt im östlichen Erzgebirge, nicht entwickelt, wird vielmehr von den kleinkörnigschuppigen Biotitgneissen der oberen

[1]) l. c. pag. 26.

Digitized by Google

Gneissformation vertreten. Da auch diese letztere bereits von dem Lausitzer Streichen beherrscht wird und gleiches Fallen, wie die sich anschliessenden phyllitischen Gesteine besitzt, so besteht diese Concordanz durch alle Formationen hindurch vom archäischen Gneiss an bis zum Devon.

Auf die Gneissformation, deren Gesteine nirgends in die Contacthöfe eintreten, braucht hier nicht eingegangen zu werden.

Die sich unmittelbar anschliessende Phyllitformation, deren Ausstrichzone sich von Lungwitz über Biensdorf und Gottleuba bis Markersbach verfolgen lässt, ist etwas verschieden ausgebildet, wie im sonstigen Sachsen. Neben den Phylliten und normalen Quarzitschiefern stellen sich hier auch feldspathreiche Quarzitschiefer ein, welche in Hälleflinta ähnliche Gesteine übergehen. Auch schieben sich Zwischenlager von Chloritgneissen ein. Eine genauere Beschreibung dieser und der übrigen von der Metamorphose betroffenen Gesteine des Schiefergebirges wird füglich jedesmal der späteren Schilderung der einzelnen zugehörigen Contactproducte vorausgehen können.

Gewisse, übrigens nur schwach entwickelte Thonschiefer im Hangenden der Phyllite wurden nach ihrer petrographischen Uebereinstimmung mit anderen sächsischen und thüringischen Vorkommnissen als cambrisch aufgefasst.

Auf die schmale cambrische Zone folgt als mächtig entwickelter, sehr mannigfach zusammengesetzter Complex die Silurformation, deren stratigraphische Bestimmung sich auf petrographische Analogien und auf den Fund von Graptolithen und Radiolarien im Kieselschiefer von Wittgensdorf[1]) stützt. An dem Aufbau des Silurs betheiligen sich graue und schwärzliche Thonschiefer, Kieselschiefer, Quarzite, Grauwacken, Kalkgrauwacken, Kalksteine, Schieferkalke, Diabase, Diabastuffe und Tuffschiefer.

Im Hangenden der Silurformation, besonders gut aufgeschlossen bei Weesenstein, finden wir eine Formation entwickelt, welche mit der grössten Wahrscheinlichkeit dem Devon zugerechnet werden darf. Da sie in ihrer ganzen Erstreckung unmittelbar an den Lausitzer Granit angrenzt, ist sie durchaus dem Contactmetamorphismus anheim gefallen. Reconstruirt man ihren ursprünglichen petrographischen

[1]) Erl. zu S. Kreischa-Hänichen. 1892, pag. 11.

Digitized by Google

Charakter nach Analogie anderer Vorkommnisse, so darf man annehmen, dass sie vor der Granitintrusion vorwiegend aus Grauwacken bestanden hat, welche in häufiger Wechsellagerung mit Thonschiefern verknüpft waren, local auch Bänke von Conglomerat enthielten, ferner aus mächtigen selbständigen Lagern unbestimmbarer, feldspathreicher Gesteine, aus Quarziten und Diabastuffen.

B. Die granitischen und syenitischen Eruptivgesteine.

Es traten im Elbthalgebirge drei Massive von granitischen und syenitischen Gesteinen in Wettbewerb bei den Einwirkungen auf das von ihnen durchbrochene Sedimentgestein. Als viertes, minder bedeutendes Vorkommnis schliesst sich an diese mächtigen Intrusivmassen ausserdem noch eine Kette gangartiger Granitstöcke an, die aber nur sehr local eine Contactmetamorphose ausübten.

I. Der Lausitzer Granit.

Der Lausitzer Granit stösst auf der Linie Kauscha-Sürrssen, Köttwitz, Niederseidewitz an das Schiefergebirge an. Im oberen Dohmaer Thal südöstlich von Niederseidewitz beginnt das Quadersandsteingebirge diese Grenze der unmittelbaren Beobachtung auf eine weite Strecke hin zu entziehen. Aber bei dem schon genannten Dorfe Tschirte im Elbthal sehen wir ganz den nämlichen Granit und ganz dieselben Schiefergesteine, welche wir bei Niederseidewitz verliessen, wiederum in Contact. Längs dieser 33·5 Kilometer langen, von Nordwest nach Südost verlaufenden Linie grenzt, soweit die Beobachtung möglich ist und jedenfalls auch in dem verhüllten Abschnitt, das Lausitzer Granitmassiv an die devonische Grauwackenformation. Die Grenzverhältnisse erregten zu einer Zeit, als man erst begann Beweise für die eruptive Natur der Granitstöcke zu sammeln, und die gegentheilige Ansicht noch verbreitet war, grosse Aufmerksamkeit. Der Umstand nämlich, dass diese Granitgrenze dem Hauptstreichen des Schiefergebirges ungefähr parallel verläuft, veranlasste C. v. Raumer[1]) zu der Annahme, dass der Granit dem Schiefer

[1]) C. v. Raumer, Geognostische Fragmente. 1811, pag. 7—27.

Digitized by Google

hier aufgelagert sei. Friedrich Hoffmann[1]) aber und C. F. Naumann[2]) erkannten besonders an den Aufschlusspunkten der Gebirgsscheide am Wehr der Köttwitzer Papierfabrik die intrusive Natur des Eruptivgesteines. Die Feststellung der Granitgrenze ist zwar an einer ganzen Reihe von Punkten möglich, eine eingehendere Untersuchung der Grenzverhältnisse ist jedoch ausser an dem bereits genannten Aufschluss nur noch im Bahrethal unterhalb von Friedrichswalde ausführbar. Bei den übrigen Thalübersetzungen der Grenze hindern Bewaldung, Gehängelehm oder Gehängeschutt eine scharfe Beobachtung. Am Köttwitzer Wehr im Müglitzthal gewahrt man an der felsigen linken Thalwand, wie der mittelkörnige Granitit 1·5 bis 2 Meter vom Contact entfernt eine feinkörnige Structur annimmt und fast glimmerfrei wird. Diese an Gängen gewöhnliche endomorphe Contacterscheinung wurde schon wiederholt auch an Granitstöcken beobachtet. Ch. Barrois[3]) beschreibt sie an den Massiven von Huelgoat und von Morbihan. In der Lausitz wird der Granitit nach O. Herrmann[4]) nahe am Contact mit der Grauwacke bei Brössnitz feinkörnig. Der Biotit tritt zurück und wird durch Muscovit ersetzt.

Am Köttwitzer Wehr streicht das angrenzende Schiefergebirge Ost West bis Nord 75° Ost und besitzt saigere Schichtenstellung. Die Granitgrenze verläuft in ihrem Streichen und Einfallen zwar ungefähr der Schichtung der Schiefer parallel, das Eruptivgestein springt aber deutlich in wiederholten Ausbuchtungen in das Nebengestein vor und entsendet auch eine schmale Apophyse in dasselbe. Nicht weit vom Contact bemerkt man überdies eine eingeschlossene Schieferscholle im Granit.[5]) Auch im Bahrethal verläuft die Contactfläche des Granites dem Schichtenverlauf des durchbrochenen Schiefergebirges ungefähr parallel, wenn man von den kleinen Ausbuchtungen absieht. Auch hier wurden Apophysen festgestellt.

[1]) F. Hoffmann in Poggendorf's Annalen. 1829, XVI, pag. 536. — Uebersicht der orographischen und geognostischen Verhältnisse des nordwestlichen Deutschlands. Leipzig 1830, pag. 410.

[2]) C. F. Naumann, Geognostische Beschreibung des Königreiches Sachsen, Heft 5, pag. 133—139 und in Karsten's Archiv, Bd. IV, pag. 184 ff.

[3]) Ch. Barrois, Sur le massif granitique du Huelgoat. 1887, pag. 873. — Modifications et transformations des granulites du Morbihan. Annal. d. l. société géol. du Nord. 1887, T. XV, pag. 10 et 17.

[4]) O. Herrmann, Erl. zu S. Schönfeld-Ostrand. 1888, pag. 12.

[5]) Ausführlicher in Erl. zu S. Pirna, pag. 14, nebst Fig. 1.

Digitized by Google

In petrographischer Beziehung zerfällt der Lausitzer Granit unseres Gebietes ganz wie in der Lausitz selbst in einen Granitit und in einen Granit.

a) Der Granitit.

Das im Elbthalgebirge unter diesen beiden bei weitem vorwaltende Gestein ist ein Granitit, den man besonders schön auf dem Gamighügel bei Torna, bei Lockwitz, bei Dohna, bei Niederseidewitz und nördlich von Rasseln im Elbthal [1]) aufgeschlossen findet. Er ist ein vorwiegend mittelkörniges, nur ausnahmsweise, nämlich beim Rittergut Gamig unweit Dohna, sehr grobkörniges Gestein. Er unterscheidet sich durch seinen grossen Reichthum an Oligoklas von vielen anderen Graniten und führt immer reichlich braunen Glimmer, welcher feinschuppige Putzen, nur selten jedoch grössere und gesonderte Individuen bildet, enthält dagegen gar keinen Muscovit. Insgesammt nehmen folgende Mineralien, nach ihrem Vorwalten geordnet, an seiner Zusammensetzung Theil: Oligoklas und Oligoklasalbit [2]), Orthoklas, Quarz, brauner Glimmer, Apatit, Zirkon, Pyrit, Magnetit. Die Structur ist gewöhnlich rein massig, doch tritt auch primäre Streckung als Folge von fluidalen Vorgängen im Magma auf. Die ebenfalls mitunter vorhandene secundäre Streckung, welche immer mit mikroskopischer Kataklasstructur verknüpft ist, darf hiermit nicht verwechselt werden. Das Gestein war stellenweise, wie bei Köttwitz und auf dem Gamighügel, hier längs einer durchsetzenden Kluft, so hohem Gebirgsdruck ausgesetzt gewesen, dass äusserlich gneiss- oder phyllitähnliche Producte entstanden. Aehnliches wurde von E. Hibsch [3]) im Elbthal beobachtet. Von dem in der eigentlichen Lausitz vorwaltenden normalen Granitit [4]), einem typischen Oligoklasgranitit, unterscheidet sich das elbthalgebirgische Gestein dadurch, dass sein brauner Glimmer nur sehr selten grössere und dabei scharf hexagonal umgrenzte Blättchen bildet. Die jenem fehlenden mikroskopischen Turmaline sind übrigens auch bei ihm nur sehr spärlich vertreten. Wie jener führt er bisweilen unregel-

[1]) E. Hibsch, l. c. pag. 259.

[2]) Erl. zu S. Pirna, pag. 10.

[3]) l. c. pag. 263.

[4]) O. Herrmann, Erl. zu S. Pulsnitz, pag. 9. — G. Klemm, Erl. zu S. Neustadt-Hohwald, pag. 6 u. a. O.

Digitized by Google

mässige Ausscheidungen von feinerem Korn und grösserem Glimmerreichthum, sowie auch seltene Einschlüsse von Epidothornfels.

b) Der Granit.

Der Granit ist ausschliesslich bei Dohna und Heidenau entwickelt. Er unterscheidet sich von dem vorigen durch feineres Korn, durch die Führung von Muscovit und überhaupt durch grösseren Glimmerreichthum. Wie der ihm ganz gleichende normale Granit der eigentlichen Lausitz enthält er neben Einschlüssen von Quarzbiotitgesteinen häufig Fragmente von Milchquarz.

II. Der Syenit nebst seinen granitischen und dioritischen Abänderungen.

Südwestlich von der Grenze des Lausitzer Granites und parallel zu derselben zieht zwischen dem Lockwitz- und dem Müglitzthal ein Zug von Eruptivgesteinen mit vorwiegend syenitischem Charakter hin. Zwar treten nur einzelne Partien desselben rückenförmig unter der Hülle des Schiefergebirges hervor, aber sie hängen nach allen Anzeichen unterirdisch zusammen und bilden ein einheitliches Ganze. Als solches sind sie hinwiederum nur als der südöstlichste Ausläufer des grossen Granit-Syenitmassives der Gegend von Meissen und des Plauenschen Grundes bei Dresden zu betrachten. Ihr directer Zusammenhang mit jenem wird durch die mächtige Decke des Rothliegenden und der Quadersandsteinformation verhüllt.

Typischer Syenit steht in der Gegend von Burgstädtel und Tronitz an. Wie in der Meissner Gegend zu beiden Seiten der Elbe geht aber der Syenit östlich von Tronitz ganz allmählich durch sich steigernde Aufnahme von Quarz und Biotit in einen Hornblendegranitit über. Das Endglied der Reihe, der normale Granitit, ist hier nicht aufgeschlossen oder überhaupt nicht vorhanden. Dahingegen bildet sich nach Südwest hin zwischen Röhrsdorf und Wittgensdorf eine dioritische Facies aus dem Syenit heraus, ähnlich wie sich am nordwestlichen Ende des grossen Meissner Massives zu den Syeniten und Hornblendegranititen von Strehla, Görzig und Sahlasan der Pyroxensyenit von Gröba gesellt.[1]) Die dioritische Facies des elbthalgebirgischen Massives bei Wittgensdorf besteht aus einem durch Hornblendegranitit mit dem typischen Syenit verknüpften Quarz-

[1]) G. Klemm, Erl. zu S. Riesa-Strehla. 1839, pag. 19.

Digitized by Google

glimmerdiorit und aus einem wiederum durch Uebergänge mit diesem verbundenen Quarzaugitdiorit.[1]) Das Auftreten dieser Gesteine nebeneinander erinnert in mancher Beziehung an die von K. A. Lossen[2]) von der Ostseite des Brockenmassives beschriebenen Verhältnisse.

Die Lagerungsverhältnisse der gesammten Gesteinsgruppe deuten darauf hin, dass das Schiefergebirge, welches sich zwischen den einzelnen zu Tage tretenden Partien vorfindet, nur als eine relativ dünne Decke das Massiv theilweise verhüllt. Hiermit stimmt die hochgradige Contactmetamorphose überein, welche die Schiefermassen zwischen jenen einzelnen Partien erlitten haben. Besonders deutlich markirt sich das Einkriechen des syenitisch-granitischen Massives unter die Schiefer in der Gegend des Lockwitzthales, wie das Profil Fig. 1, Taf. IX beweist. Dasselbe ergab sich aus zahlreichen Aufschlüssen über Tage und aus dem Profil des mit eingetragenen Preusserschachtes.

Die Oberfläche der gesammten Intrusivmasse muss eine höchst unebene sein, was aus dem verschiedenen Niveau der beobachteten Contactpunkte hervorgeht. Das flache Einkriechen der Eruptivgesteine unter das Schiefergebirge scheint sich weithin nach Südost zu fortzusetzen. Der Hornblendegranitit von Tronitz und Weesenstein erstreckt sich östlich vom Müglitzthal wahrscheinlich als unterirdischer, flach gewölbter Rücken unter einer verhältnismässig nur dünnen Hülle von Sedimenten fort, wie das schon H. Mietzsch[3]) vermuthete. Hierfür spricht die später zu erwähnende ausserordentlich grosse Ausdehnung der contactmetamorphischen Gesteine nach dieser Richtung hin. Auch ist an der Stelle des Untertauchens der Eruptivmasse dicht östlich von der Papierfabrik das lappenförmige Uebergreifen von Schiefergesteinen auf den Granit direct zu beobachten. Dem scheint allerdings das Verhalten der Süd- und Nordgrenze des Hornblendegranits südwestlich von Weesenstein zu widersprechen. Denn dort müssen die Grenzflächen nach der Art, wie sie das tief eingerissene Thal übersetzen, nahezu saiger stehen. Indessen kommen hier wahrscheinlich spätere Dislocationen mit in's Spiel, so dass man es daselbst gar nicht mit den eigentlichen Contactgrenzen,

[1]) R. Beck, Erl. zu S. Kreischa-Hänichen, pag. 50.

[2]) K. A. Lossen in Zeitschr. d. deutschen geol. Gesellsch. 1880, pag. 208 ff.

[3]) l. c. pag. 37.

Digitized by Google

sondern mit senkrechten, das Lausitzer Streichen innehaltenden Verwerfungsklüften zu thun hat.

Die petrographische Beschaffenheit der hierher gehörigen Gesteine kann hier nur ganz kurz berührt werden. [1])

a) Der Syenit.

Das mittelkörnige Gestein ist rein massig oder besitzt primäre Parallelstructur infolge von gleichsinniger Stellung der Orthoklastäfelchen. Die mikroskopische Structur ist eine typisch granitischkörnige. Dieser Syenit besteht aus folgenden, nach ihrer Prävalenz geordneten Gemengtheilen: Orthoklas, Hornblende — Oligoklas, Biotit — Quarz, Titanit — Apatit — Magnetit, Eisenglanz, Pyrit und Zirkon. Bei Sobrigau und am Blauberg treten sehr hornblendereiche und orthoklasarme Modificationen auf.

b) Der Hornblendegranitit.

Derselbe führt dieselben Gemengtheile wie der Syenit, aber in anderem Mischungsverhältnis. Sie würden nach ihrem Vorwalten, wie folgt, geordnet werden müssen: Orthoklas, Oligoklas, Hornblende, Biotit — Quarz — Titanit, Apatit, Magnetit, Eisenglanz, Pyrit und Zirkon. Die Structur ist wie beim Syenit.

c) Der Quarzglimmerdiorit.

Das granitähnliche Gestein ist fast völlig frei von Orthoklas, dagegen reich an Oligoklas. Die Structur ist echt dioritisch, indem der Quarz als zwischengeklemmte Füllmasse zwischen den scharf begrenzten Feldspathleisten erscheint. Zu den beim Syenit genannten Mineralien tritt hier noch Mikroklin und Orthit. Das Mischungsverhältnis der Gemengtheile würde sich in folgender Reihenfolge aussprechen lassen: Oligoklas — Hornblende, Biotit, Quarz — Orthoklas, Mikroklin, Apatit, Titanit, Magnetit, Pyrit, Zirkon und Orthit. Hiernach ähnelt unser Vorkommnis von Wittgensdorf vollkommen dem bekannten Tonalit G. vom Rath's[2]) vom Monte Adamello.

---

[1]) Ausführlicher in den Erl. zu S. Kreischa-Hänichen, pag. 51 und zu S. Pirna, pag. 16.

[2]) G. vom Rath, Beiträge zur Kenntnis der eruptiven Gesteine der Alpen. Zeitschr. d. deutschen geol. Gesellsch. 1864, Bd. XVI, pag. 249—266. — R. Lepsius, Das westliche Süd-Tirol. 1878, pag. 148.

Digitized by Google

d) Der Quarzaugitdiorit.

In diesem mittel- bis feinkörnigen, dunkelgefärbten Gestein fehlt Orthoklas und Mikroklin gänzlich, während zu den Gemengtheilen der vorigen Gesteine noch Augit, und zwar ein Diallag, hinzugetreten ist. Titanit und Orthit wurden nicht beobachtet. Die Gruppirung der Componenten ordnet sich hier nach der Prävalenz, wie folgt: Oligoklas — Hornblende, Augit, Biotit — Quarz, Apatit — Magnetit, Pyrit, Zirkon. Die Structur ist ähnlich wie beim vorigen Gestein. Mitunter gewahrt man bis 7 Millimeter grosse porphyrartige Einsprenglinge von Diallag.

III. Der Markersbacher Granit.

Dieser Granitstock trägt seine Bezeichnung nach dem Dorfe Markersbach, welches unmittelbar an seiner Südgrenze gelegen ist. Die Umrisse dieses Massives lassen sich nur zum Theil feststellen, da eine Decke von Quadersandstein die übrigen Partien verhüllt. Das Gestein bildet zwischen Markersbach, der Panoramahöhe bei Berggiesshübel und der Haltestelle Langenhennersdorf im Gottleubathal eine halbkreisförmig nach Westen hin ausgebogene Masse inmitten des Schiefergebirges, deren Durchmesser, von Norden nach Süden gemessen, 4·5 Kilometer beträgt. Nach Osten hin ist Alles verhüllt. Die durchgreifende Lagerungsform ist gut nachweisbar. Sowohl die Schichten des Untersilurs, als auch die der Phyllitformation stossen auf weite Strecken hin deutlich an dem Massiv ab, besonders zwischen Zwiesel und Berggiesshübel. Auch hier schiesst ausserdem die Oberfläche des Stockes flach unter die Schiefergesteine ein. Dies war besonders klar in einem Steinbruch an der Strasse südöstlich von der Panoramahöhe bei Berggiesshübel ersichtlich. Hier war gerade die Contactfläche zwischen dem Granit und dem Andalusitglimmerfels angeschnitten, wie das Profil Fig. 2, Taf. IX, zeigt. In diesem stellt die Hauptpartie rechts genau die Ansicht dar, welche die Westwand des Steinbruches im Sommer 1888 darbot. Die Profilebene liegt hier der Streichlinie der Grenzfläche und zugleich des Schiefers parallel. Der links angesetzte kleinere Theil der Figur dagegen gibt einen Schnitt senkrecht zum Streichen und wurde nach dem Befund mehrerer einspringender Ecken der Steinbruchswand construirt. Die sehr unregelmässig buckelige Oberfläche

Digitized by Google

des Granitstockes schiesst hier im Durchschnitt unter 20° unter den Andalusitglimmerfels ein, dessen Schichten unter 15° nach Nordwest einfallen. Der sonst mittelkörnige Granit wird 2—3 Meter vom Contact feinkörnig und fast glimmerfrei. Er wird von Greisentrümern durchschwärmt (siehe pag. 338) und enthält grobkrystalline Quarz-Orthoklasausscheidungen, die beide keine Darstellung in der Figur fanden. In sein Schieferdach hinein sendet der Granit zahlreiche schmale Apophysen von feinkörnigem, feldspathreichem und glimmerfreiem Gestein, welche in senkrechter oder schräger Richtung emporsteigen. Von diesen Gängen gehen häufig schmale, bis 1 Millimeter dünne Nebenzweige aus und drängen sich zwischen die Schichtenfugen des hier nicht massig ausgebildeten Contactgesteines ein. Hier erscheinen sie oft gänzlich losgelöst von ihrem Ausgangspunkt als schmale, nur bis 3 Millimeter starke Schmitzen, mitunter in kettenförmigen Reihen. Diese Injection von Granit zwischen die Schichtflächen des Andalusitglimmerfelses liess sich bis auf 10 Centimeter Entfernung von beiden Salbändern der aufsteigenden Gänge aus verfolgen.

Dieses Vorkommnis erinnert an gewisse Beobachtungen besonders französischer Forscher [1]), nach denen zuweilen, allerdings in noch viel ausgedehnterem Maasse, granitisches Magma in die Schichtenfugen des durchbrochenen Gesteines eingedrungen ist, derart, dass eine förmliche Vermischung der beiderseitigen Substanz stattgefunden hat. Auch im Thüringer Wald hat H. Loretz [2]) Aehnliches gesehen. Vollständig den Verhältnissen in dem beschriebenen Aufschluss entspricht endlich die Schilderung, welche G. Klemm [3]) von der Injicirung eines Amphibolschiefers auf dem Huthberg bei Oberottendorf in der Lausitz entwirft.

Aus dem flachen Einschiessen des Markersbacher Granites unter die Schiefer erklärt sich die grosse Breite des Contacthofes bei Berggiesshübel, welche dort den Betrag von 2 Kilometer erreicht.

---

[1]) A. Michel-Lévy nach Rosenbusch, Physiogr. II, pag. 46 — Ch. Barrois, Mém. sur les grès métam. du massif granitique de Guéméné. Ann. de la soc. du Nord. 1884, Tom. XI, pag. 120.

[2]) H. Loretz, Bemerkungen über das Vorkommen von Granit und verändertem Schiefer im Quellgebiete der Schleuse. Jahrb. d. k. preuss. geol. Landesanst. 1886, pag. 279.

[3]) G. Klemm, Erl. zu S. Neustadt-Hohwald. 1890, pag. 14.

Digitized by Google

Auch nordwestlich von Markersbach ist die Unterteufung der metamorphischen Schiefer durch den Granit direct zu beobachten.

In petrographischer Beziehung[1]) ist das Gestein von Markersbach ein Granitit, der sich scharf von dem Lausitzer unterscheidet. Das vorwiegend mittelkörnige Gestein ist sehr glimmerarm. Es besteht aus Plagioklas (wesentlich einem Oligoklas), Orthoklas, Quarz und einem braunen Lithioneisenglimmer, enthält ausserdem Apatit, Zirkon, Pyrit, Magnetit und bisweilen Flusspath.

IV. Der Turmalingranit von Gottleuba.

Auch an den gangartig verschmälerten und mit ihren Längsaxen in einer nach Nordwest streichenden Linie liegenden kleinen Granitstöcken der Gegend von Maxen und Gottleuba finden wir, wenn auch hier nur sehr spärliche und locale Spuren einer Umwandlung des Schiefergebirges, so auf Rosch' Höhe beim Städtchen Gottleuba und unmittelbar an der Strasse bei Cratza. Die ganze Kette besteht aus sechs einzelnen Stöcken. Der grösste derselben bei Gottleuba ist 3 Kilometer lang und 1 Kilometer breit, der kleinste bei Borna stellt eine Masse von nur wenigen Metern im Durchmesser dar. Die ganze Reihe lässt sich von Maxen bis Cratza auf 17 Kilometer Entfernung hin verfolgen, allerdings mit einer Unterbrechung von 5 Kilometer zwischen Häselich und Borna. Die geradlinige Anordnung dieser Stöcke und die gleichbleibende Beschaffenheit ihres Gesteins lassen vermuthen, dass sie sämmtlich auf ein und derselben Gangkluft in das Gefüge des Schiefergebirges eingedrungen sind. Diese verläuft parallel mit dem Hauptstreichen. Deshalb sitzen alle diese gangartigen Granitstöcke in einem und demselben geologischen Horizont, nämlich gerade zwischen der Gneiss- und Phyllitformation oder nahe der liegenden Grenze der letzteren.

In petrographischer Beziehung gehört das Gestein zu den glimmerfreien, Turmalin führenden Graniten. Neben dem vorherrschenden Orthoklas, Plagioklas und Quarz betheiligen sich an der Zusammensetzung des grob- bis feinkörnigen Gemenges Turmalin, Zirkon und Apatit, aber nur ganz spärliche und wohl nur secundäre, lichtgefärbte Glimmerschüppchen. Der Turmalin bildet unregelmässige

[1]) Erl. zu S. Berggiesshübel pag. 25 ausführlicher.

Digitized by Google

Säulchen oder tritt mit Quarz innig verwachsen zu radialstrahligen Aggregaten zusammen.

Das Gestein zeigt allenthalben die Merkmale einer Bearbeitung durch hohen Gebirgsdruck. In der Gegend von Maxen hat die Dynamometamorphose sogar völlig schieferige Gesteine von gneissähnlichem Habitus aus ihnen gebildet.[1]) Diese führen neben den aufgeführten Mineralien noch Mikroklin und Sericit und zeichnen sich durch eine vollkommene Kataklasstructur aus.

V. Ganggranite.

Wohl sehr bald nach dem Erstarren der granitischen und syenitischen Massenergüsse drangen an zahlreichen Stellen Gänge von meist feinkörnigen glimmerarmen oder glimmerfreien Graniten (Apliten) hervor und durchsetzten bald jene Massive selbst, bald das umgebende Schiefergebirge. Man findet sie im Syenit des Lockwitzthales, im Hornblendegranitit an der Weesensteiner Papierfabrik, im Lausitzer Granitit südöstlich von Nieder-Seidewitz, im Markersbacher Granitit bei Berggiesshübel, im Augit-Hornblendeschiefer bei Weesenstein.

C. Die Contacterscheinungen.

Allgemeine Verbreitung der Contactproducte.

Die bisher geschilderten allgemeinen Lagerungsverhältnisse zwischen Schiefergebirge und Eruptivgesteinen haben gezeigt, wie äusserst günstig im Elbthalgebirge die Vorbedingungen für eine möglichst ausgedehnte Contactmetamorphose sind. Besonders wichtig für die Entstehung der letzteren, wenn nicht geradezu nothwendig für dieselbe, scheint die Ueberdachung der Eruptivmassen mit Sedimentgestein zu sein, welche jetzt noch auf weiten Strecken besteht und welche jedenfalls in früherer Zeit, vor der späteren Denudation, durchweg vorhanden war. Es wiederholen sich hier die Verhältnisse, wie sie ähnlich schon an so vielen Granitstöcken der Erde beschrieben worden sind, besonders auch an denen

[1]) Ausführlicher in Erl. zu S. Berggiesshübel, pag. 33, Erl. zu S. Kreischa-Hänichen, pag. 55 und Berichte der Naturf. Gesellsch. zu Leipzig. 1890/91, pag. 113.

Digitized by Google

des westlichen Erzgebirges und des Vogtlandes.[1]) Die Contactgesteine sind im Elbthalgebirge in folgender Weise verbreitet:

Das gesammte Schiefergebirge zwischen dem Lausitzer Granit und dem syenitisch-granitischen oder auch local dioritischen Zug von Eruptivgestein der Gegend von Burgstädtel, Tronitz, Weesenstein und Wittgensdorf ist contactmetamorphisch beeinflusst, ebenso das Schiefergebirge zwischen den einzelnen Partien jenes Zuges und eine 300—500 Meter breite Zone südwestlich vom Weesensteiner Hornblendegranitit. Man erhält als Breite der gesammten Contactzone im Lockwitzthal 3, im Müglitzthal 2 Kilometer. Obwohl der Hornblendegranitit, im Müglitzthal der einzige Vertreter jenes proteusartigen Eruptivzuges, dicht jenseits dieses Thales, wie wir sahen, wieder völlig untertaucht, hält diese ausserordentliche Breite der Contactzone südwestlich vom Lausitzer Granit nach Südost hin an. Sie beläuft sich im Seidewitzthal auf 3·5 Kilometer, bei Friedrichswalde auf 2·5 Kilometer. Dies würde ohne unsere oben pag. 299 ausgeführte Annahme einer unterirdischen Fortsetzung des Granites flach unter dem Schiefergebirge, weit nach Südost hin, ganz unerklärlich sein. Vielleicht sogar stossen der Lausitzer Granit von Dohna und Niederseidewitz unterirdisch mit dem Weesensteiner Granitzug zusammen. Auch im Elbthal bei Tschirte und Rasseln haben das Grauwackengebirge, sowie die silurischen Schiefer und Diabase nach E. Hibsch[2]) vom Lausitzer Granitit aus bis auf 1·4 Kilometer Entfernung hin eine contactmetamorphische Beeinflussung erlitten.

Am Markersbacher Granitit sind die Contacterscheinungen in einem ununterbrochenen Hofe entwickelt, der in der Nähe von Berggiesshübel, wie wir sahen, 2 Kilometer Breite erreicht. Zwischen Ottendorf und Berggiesshübel kommen sich die Aussengrenzen der Contactzone des Markersbacher Granites und des breiten Contactgebietes von Friedrichswalde auf 2·5 Kilometer nahe, und es ist möglich, dass sie unter der Quaderhülle in der Gegend des Cottaer Spitzberges miteinander verfliessen. Das Studium der Contact-

[1]) Besonders gut nachweisbar in der Gegend von Schneeberg, vergl. K. Dalmer, Erl. zu S. Schneeberg, pag. 22—28. Der neue schöne Aufschluss der Gebirgsscheide am Gleesberg, welcher sich dem unserigen, in Fig. 2 dargestellten, an die Seite stellt, wird dem Vernehmen nach von anderer Seite beschrieben werden.

[2]) l. c. pag. 266.

Digitized by Google

erscheinungen ist am Markersbacher Stock insofern ein leichteres als im Gebiete der anderen Massive, weil hier die Granitgrenze zum grössten Theil quer zum Streichen der Schiefer verläuft. So kann man hier an den einzelnen Schichtencomplexen die Umwandlung schrittweise von ihren ersten Anfängen an bis zum Höhepunkt verfolgen, während an jenen das unveränderte Material oft überhaupt vermisst wird.

Sehr auffällig ist die äusserst schwache Entwicklung einer Contactmetamorphose am Gottleubaer Turmalingranit. Hier zeigen die sonst so empfindlichen anstossenden Phyllite gar keine Symptome einer Umwandlung, obwohl nichts dazu zwingt, Verwerfungen anzunehmen, welche etwa ehemals vorhandene Contactproducte der Beobachtung hätten entrücken können. Nur die der Phyllitformation eingelagerten feldspathreichen Quarzitschiefer zeigen an zwei Stellen in einer etwa 50 Meter breiten und 0·5—1 Kilometer langen Zone unmittelbar am Granit eine Umwandlung in Biotithornfels.

Dass sich stellenweise auch in den Eruptivgesteinen endomorphe Contacterscheinungen geltend machen, geht aus dem auf pag. 296 Gesagten hervor.

Die nach der früheren Beschreibung sehr scharf entwickelte petrographische Individualität der einzelnen Intrusivmassen spricht sich durchaus nicht zugleich in einer verschiedenen Ausbildungsweise der Contactgesteine in den gleichen umgewandelten Schichten aus. Die Contactproducte richten sich vielmehr ganz ausschliesslich nach der ursprünglichen Beschaffenheit der Sedimente und nach dem Abstand derselben von der Contactfläche. Bei der grossen Verschiedenheit des ursprünglichen Gesteinscharakters in unserem reich gegliederten Schiefergebirge sind darum auch die Contactgesteine von ausserordentlicher Mannigfaltigkeit. Dies gilt vom Contactmetamorphismus im gewöhnlichen Sinne. Anders verhält es sich mit den Erscheinungen des Imprägnationsmetamorphismus, der ja überhaupt in seinem ganzen Wesen abweicht. Er ist im Gegentheil offenbar im hohen Grade abhängig von der petrographischen Beschaffenheit der Intrusivmassen, an denen er auftritt. Im Elbthalgebirge zeigt er sich nur am Markersbacher Granitit. Es empfiehlt sich darum, ihn später gesondert zu beschreiben.

Digitized by Google

I. Die eigentliche Contactmetamorphose.

a) Die Contactmetamorphose der Gesteine der Phyllitformation.

1. Die Umwandlung der Phyllite.

Die unveränderten glimmerigen Phyllite der Gegend von Berggiesshübel gleichen völlig denen des westlichen Erzgebirges, deren genauere Untersuchung wir K. Dalmer[1]) verdanken, und deren Beschreibung hier nicht wiederholt zu werden braucht. Die Phyllite haben am Markersbacher Granit ganz dieselbe Umwandlung erlitten, wie sie an den Granitstöcken des westlichen Erzgebirges in den dortigen phyllitisch-cambrischen Schiefern sich abspielte.[2]) Hier wie dort lassen sich vier Stadien der Metamorphose unterscheiden, welche nach dem Gesetz von Durocher[3]) proportional mit der Abnahme der Entfernung vom Granit sich steigert:

1. Das Stadium der Fruchtschiefer mit unveränderter Schiefermasse.
2. Das Stadium der Fruchtschiefer mit krystallinisch veränderter Schiefermasse.
3. Das Stadium der schieferigen Glimmerfelse.
4. Das Stadium der Andalusitglimmerfelse.

---

[1]) K. Dalmer, Erl. zu S. Lössnitz. 1881, pag. 4—6.

[2]) Die Ansicht, dass die Fleckschiefer und die mit ihnen vergesellschafteten „gneissähnlichen" Gesteine des westlichen Erzgebirges durch den Einfluss der Granite entstanden seien, wurde zuerst von Otto Freiesleben aufgestellt (Acten der älteren geol. Landesunters.). Er nahm eine Imprägnation mit Feldspath an. A. v. Gutbier spricht die betreffenden Gesteine am Kirchberger Massiv bestimmt als umgewandelte Thonschiefer an (Geognostische Beschreibung des Zwickauer Schwarzkohlengebirges und seiner Umgebungen. Zwickau 1834, pag. 136). Ausführlicher findet sich der Gegenstand bei folgenden Autoren bearbeitet: C. F. Naumann, Geognostische Beschreibung des Königreiches Sachsen. 1845, Heft 2, pag. 264—267. — L. Carius, Ueber die Thonschiefermetamorphose bei Eichgrün in Sachsen. Annal. Chem. Pharm. 1855, Bd. XCIV, pag. 45—56. — H. Rosenbusch, Die Steiger-Schiefer und ihre Contactzone an den Graniten von Barr-Andlau und Hohwald. Abhandl. zur geol. Specialk. von Elsass-Lothringen. 1877. Bd. I, Heft 2. Behandelt auch die Gegend von Kirchberg. — Die Publicationen der Landesuntersuchung, besonders K. Dalmer, Erl. zu S. Lössnitz, 1881, pag. 47; S. Schneeberg, 1883, pag. 36; S. Kirchberg. 1884, pag. 25 ff.

[3]) Durocher, Études sur le métamorphisme des roches. Bull. soc. géol. de la France. 1845—1846, (2) III, pag. 546—647 (nach Rosenbusch).

Digitized by Google

Eine Beschreibung der für die einzelnen Stadien bezeichnenden Gesteine, welche schon so oft gegeben wurde, erscheint hier überflüssig. Es sei nur betont, dass die Vorgänge auch bei Berggiesshübel bestehen:

1. in einem allmählichen Verschwinden des Chlorits,
2. in einer zunehmenden Neubildung von braunem Glimmer und von Andalusit,
3. in einer Umkrystallisirung des Quarzes unter Vergrösserung des Kornes,
4. in der Herausbildung der Contactstructur des Gesteines (siehe pag. 310).

2. Die Umwandlung der Chloritgneisse.

Die unveränderten Chloritgneisse sind ein dem Elbthalgebirge und dem Schiefergebirge der Gegend von Nossen eigenthümlicher Gesteinstypus, welcher zuerst durch K. Dalmer[1]) von Tanneberg beschrieben wurde. Die Hauptgemengtheile des dunkelgrauen bis schmutziggrünen, feinkörnig-schuppigen Gesteins von gneissartigem Habitus sind Albit, Orthoklas, Quarz und Chlorit. Ausserdem führt es noch sehr reichlichen Apatit, endlich Titaneisen, Titanit und Zirkon. Die Feldspathe und der Quarz bilden unregelmässige Körner, der Quarz solche von sehr kleinen Dimensionen. Chlorit ist in Schüppchen ausgeschieden. Häufig wechseln lichtfleischrothe, feldspathreiche Lamellen mit dunkelgrünen, chloritreichen Lagen. Diese zarten Schichten umschmiegen mitunter auch augenartig hervortretende grössere Feldspathkörner von rundlichen Umrissen.

Die Zusammensetzung dieser Gesteine und die nicht selten bemerkbare Kataklasstructur derselben könnte dazu ermuntern, in ihnen durch Druck veränderte Eruptivgesteine zu sehen, etwa Granitporphyre. Dieser Vorstellung stellt sich die Beobachtung entgegen, dass die Chloritgneisse äusserst regelmässige, den Phylliten zwischengeschaltete Lager bilden, wie das besonders deutlich bei Giesenstein hervortritt[2]), und dass den hangendsten Schichten des Chloritgneisslagers von Mühlbach bei Maxen ein regelmässig geschichtetes Kalksteinlager eingeschaltet ist.

[1]) K. Dalmer, Erl. zu S. Tanneberg. 1888, pag. 12.

[2]) Ausführlicher in den Erl. zu Berggiesshübel, pag. 12—14.

Digitized by Google

Am Markersbacher Granit erleiden die Chloritgneisse eine Umwandlung in Biotitgneisse, welche äusserlich von gewissen Gliedern der erzgebirgischen Gneissformation nicht zu unterscheiden sind. Der Vorgang geschieht in folgender Weise: Der Chlorit verschwindet ganz allmählich und wird durch braunen Glimmer ersetzt, dessen Blättchen rundlich-lappige Umrisse besitzen und kreuz und quer gestellt sind, während die lagenförmige Schichtung des Gesteins sich sonst bewahrt. Die Quarzkörnchen krystallisiren zu grösseren Individuen um, welche häufig Scheibchen von braunem Glimmer, seltener auch Flüssigkeitseinschlüsse beherbergen. An den Feldspathen wurden mit Sicherheit Veränderungen nicht nachgewiesen. Andalusit wurde nicht gefunden.

3. Die Umwandlung der feldspathreichen Quarzite.

Die unveränderten Quarzite der Phyllitformation des Elbthalgebirges sind etwas abweichend wie in anderen Gegenden ausgebildet. Schon mit blossem Auge erkennt man nämlich in dem graulich-weissen, dünnplattig brechenden, zuckerkörnigen Gestein ziemlich zahlreiche bis stecknadelkopfgrosse Plagioklase und viele Schüppchen eines sericitartigen farblosen, seideglänzenden Glimmers, die in parallelen Streifen auf den Schichtflächen geordnet erscheinen. Die Quarzkörnchen, welche die Hauptmasse des Gesteins ausmachen, zeigen unter dem Mikroskop zackig ineinander eingreifende Ränder, während sich an den mitunter scharfeckigen Umrissen der Plagioklase Kataklasstructur verräth. Accessorisch finden sich Zirkon- und Rutilmikrolithen eingesprengt. Zwischen dem Bahrethal und dem Markersbacher Thal tritt in der liegendsten Zone der Formation ein Zug äusserst feldspathreicher und dabei sehr feinkörniger, fast dicht erscheinender Gesteine ähnlicher Art auf, für welche die Bezeichnung Hornschiefer oder schieferige Hälleflinten anwendbar erscheint.

Diese letztgenannten Gesteine zeigen am Turmalingranit von Gottleuba eine Umwandlung in feldspathführende Biotithornfelse. Von diesem Contactproduct wurde auch ein unmittelbar dem Markersbacher Granitit aufliegendes Vorkommnis beobachtet, welches aller Wahrscheinlichkeit nach aus demselben Muttergestein hervorgieng. Diese Hornfelse bestehen hauptsächlich aus Quarz, Plagioklas und braunem Glimmer, welcher der Kürze wegen als

Digitized by Google

Biotit bezeichnet werden mag. Sehr reichlich beigemengt ist Turmalin, seltener Titanit, Magnetit und Zirkon.

Quarz und Plagioklas zeigen die für diese Mineralien als Contactproducte so charakteristische polygonale Entwicklung. Ihre Körner besitzen nämlich keine zackig oder wellig ineinander greifende Ränder, wie das bei den betreffenden Gemengtheilen in archäischen Schiefergesteinen häufig der Fall ist. Sie haben vielmehr eine geradflächig umgrenzte polygonale Gestalt von sehr gleichmässig allseitiger Raumentwicklung. Auf diese Form des Contactquarzes hatte bereits Ch. Barrois[1]) mehrfach hingewiesen. Sehr eingehend beschrieben und auch für die Feldspathe hervorgehoben wurden diese Structurverhältnisse später von A. Sauer[2]) und den auf pag. 311 citirten sächsischen Geologen. Die den lichten Untergrund der Dünnschliffe bildenden Quarz-Feldspathaggregate erscheinen in unserem Gestein pflasterartig, oft sogar, wie O. Herrmann und E. Weber[3]) sich ausdrückten, bienenwabenartig (siehe auch später pag. 333). Ferner führen sowohl Quarze, wie die wasserhellen Plagioklase zahlreiche Einschlüsse von winzigen, kreisrunden Biotitscheibchen, was ebenfalls von A. Sauer[2]) als eine Eigenthümlichkeit dieser Mineralien als Contactbildungen erkannt wurde. Der Quarz beherbergt ausserdem scharfe Turmalinkryställchen, der Plagioklas rundliche Quarzkörnchen. Der im Gestein regellos vertheilte Biotit besitzt hier, wie fast in allen untersuchten Contactgesteinen, wenn er nur kleine Individuen bildet, rundliche, manchmal auch scharf hexagonale Gestalt, wenn seine Blättchen grösser sind, lappenförmige Umrisse mit abgerundeten Zipfeln, formt sich aber nicht zu randlich zerschnittenen und zerschlissenen Schuppen, wie in den Gneissen und archäischen Glimmerschiefern, schmiegt sich auch nicht, wie in diesen, den Umrissen der Quarzkörner an. Auf diese Merkmale des Contactbiotits wurde schon von Ch. Barrois[4]) eingehend aufmerksam gemacht.

---

[1]) Ch. Barrois, Mém. sur le granite de Rostrenen (Côtes-du-Nord), ses apophyses et ses contacts. Ann. de la Soc. Géol. du Nord. 1884, Tom. XII, pag. 29 et 33.

[2]) A. Sauer, Erl. zu S. Meissen. 1889, pag. 43 ff.

[3]) O. Herrmann und E. Weber, Contactmetamorphische Gesteine der westlichen Lausitz. Neues Jahrb. f. Min. 1890, Bd. II, pag. 187.

[4]) Ch. Barrois, Mém. sur les grès métamorph. du massif granitique du Guéméné (Morbihan). Ann. de la Soc. Géol. du Nord. 1884, Tom. XI, pag. 111.

Digitized by Google

Da hier zum erstenmal im Laufe dieser Abhandlung die Feldspathführung eines Contactgesteines erwähnt wird, mögen einige historische Bemerkungen über diese theoretisch interessante Thatsache Platz finden. Schon die Beobachter der vormikroskopischen Zeit der Petrographie sprechen öfter von neugebildeten Feldspathen in den Contactgesteinen an Granitstöcken. So erwähnt G. vom Rath[1]) in den aus silurischen Sedimenten bei Drammen entstandenen gneissähnlichen Gesteinen ausdrücklich Feldspath. Als H. Rosenbusch[2]) später die gleichen Angaben der älteren sächsischen Geologen in ihrer Beschreibung der sogenannten Cornubianite des westlichen Erzgebirges im allgemeinen nicht bestätigt fand, meinte er, die Feldspathführung der Contactgesteine sei nur eine ganz vereinzelte Ausnahme wie bei dem capländischen Hornfels Cohen's[3]), bei einem Cordierithornfels der Vogesen und einem Andalusithornfels von Niedercrinitz bei Kirchberg. Seitdem haben aber nacheinander die mikroskopischen Untersuchungen von A. Penk[4]), W. C. Brögger[5]), K. A. Lossen[6]), A. Sauer[7]), dem Verfasser[8]), O. Herrmann[9]), E. Weber[10]), G. Klemm[11]), W. Salomon[12]), A. Harker

---

[1]) G. vom Rath, Aus Norwegen. Neues Jahrb. f. Min. 1869, pag. 424.

[2]) H. Rosenbusch, Steiger Schiefer. 1877, pag. 226.

[3]) Cohen, Geogn.-petrogr. Skizzen aus Südafrika. Neues Jahrb. f. Min. 1874, pag. 460—505.

[4]) A. Penk, Ueber einige Contactgesteine des Christiania-Silurbeckens. Nyt Magaz. f. Naturvidenskab. 1879, XXV, 1, pag. 66.

[5]) W. C. Brögger, Die silurischen Etagen 2 und 3 im Christianiagebiet und auf Eker. 1882, pag. 328 u. a.

[6]) K. A. Lossen, Ueber die Ekergneisse im Jahrb. d. k. preuss. geol. Landesanstalt. 1888, pag. XXXVII und XLI.

[7]) A. Sauer, Erl. zu S. Meissen. 1889, pag. 43 ff.

[8]) R. Beck, Erl. zu S. Berggiesshübel. 1889, pag. 47; Erl. zu S. Pirna, pag. 32, 40; Erl. zu S. Kreischa-Hänichen, pag. 63.

[9]) O. Herrmann und E. Weber, Contactmetamorphische Gesteine der westlichen Lausitz. Neues Jahrb. f. Min. 1890, Bd. II, pag. 187. — O. Herrmann, Erl. zu S. Pulsnitz. 1890, pag. 24; Erl. zu S. Bischofswerda, Kl. Marienstern u. A.

[10]) E. Weber, Erl. zu S. Königbrück. 1890, pag. 22; Erl. zu S. Radeberg, Kamenz u. A. — E. Weber, Die „Weissenberger Gneisse". Neues Jahrb. f. Min. 1891, Bd. I, H. 2, pag. 211.

[11]) G. Klemm, Erl. zu S. Neustadt-Hohwald. 1890, pag. 12.

[12]) W. Salomon, Geologische und petrographische Studien am Monte Aviólo. Zeitschr. d. deutschen geol. Gesellsch. 1890, pag. 492.

Digitized by Google

und J. E. Marr[1]) eine sehr grosse Verbreitung von neugebildeten oder mindestens umkrystallisirten Feldspathen in contactmetamorphischen Schiefern und Grauwacken der paläozoischen Formationen dargethan. Dahingegen haben die Feldspathe der von Ch. Barrois[2]) beschriebenen „quarzites micacés feldspathisés" von Guéméné (Orthoklas, Oligoklas, Mikroklin) genetisch nichts mit den neugebildeten Feldspathen unserer Contactgesteine zu thun. Sie verdanken vielmehr nach dem angeführten Autor ihren Ursprung einer directen Durchtränkung des Nebengesteins mit granitischem Magma, auf die schon oben (pag. 302) hingewiesen wurde. Der Scolithussandstein am Granit von Guéméné zeigt diese Erscheinung übrigens in einer nur gegen 10 Meter breiten oder noch schmäleren Zone unmittelbar am Contact oder in den vom Granit umhüllten Bruchstücken. Aehnliches wiederholt sich am Granit von Rostrenen.[3]) Barrois vergleicht die Erscheinung mit der Beobachtung von J. Lehmann[4]), wonach der Spiriferensandstein nahe am Granit des Ockerthales auf mehrere Centimeter Entfernung hin mit Biotit und Feldspath imprägnirt wurde.

b) Die Contactmetamorphose der Gesteine der Silurformation.

1. Die Umwandlung der Thonschiefer in Knotenschiefer und Hornfelse.

Die unveränderten Thonschiefer sind dünnschieferige, dicht erscheinende, matt glänzende Gesteine. Sie bestehen in der Hauptsache aus winzigen Körnchen von Quarz und äusserst zarten Schüppchen von glimmerigen und chloritischen Mineralien. Hierzu treten in sehr wechselnder Menge Pyritkryställchen, Eisenglanzschüppchen, kohlige Partikel, welche das Pigment der schwärzlichen Abarten darstellen, Rutilnädelchen und Epidotkörnchen.

Die Umwandlung spielt sich sehr ähnlich wie bei den Phylliten ab, nur tritt hier an die Stelle des Andalusites ausnahmslos

[1]) Harker und Marr, On the Shap granite and associated rocks. Quart. Journ. of the Geol. Soc. f. Aug. 1891, pag. 321.

[2]) Ch. Barrois, Guéméné. l. c. pag. 120.

[3]) Ch. Barrois, Rostrenen, pag. 14.

[4]) J. Lehmann, Entstehung der altkrystallinischen Schiefergesteine. Bonn 1884, pag. 35.

Digitized by Google

der Cordierit ein. Der Vorgang beginnt mit dem Auftreten von Knötchen, die zwar im Handstück dunkler als die sonst noch unveränderte Schiefermasse erscheinen, unter dem Mikroskop jedoch im Gegentheil durch etwas weniger starke Pigmentirung mit Kohle sich auszeichnen (Stadium der Knotenthonschiefer). Weiter nach dem Granit zu stellen sich sehr reichlicher Biotit und zerstreute Körner von Cordierit ein. Das Gestein verräth durch stärkeren Glanz erhöhte Krystallinität (Stadium der Knotenglimmerschiefer). Endlich steigert sich der Reichthum an Biotit und Cordierit noch mehr. Das Gefüge wird dickschieferig bis massig (Stadium der Hornfelse).

In den Knotenschiefern erkennt man unter dem Mikroskop als Hauptgemengtheile Quarz, Biotit und Kohle oder Graphit, welcher letztere hier die Kohle zu ersetzen beginnt, während in geringerer Menge beigemengt sind: Muscovit, Cordierit, Turmalin, Magnetit, Pyrit, Magnetkies und Rutil, local auch Brookit. Dieselben Gemengtheile mit Ausnahme der Kohle und des Brookits kehren in den Hornfelsen wieder. Die Körnchen des Quarzes erreichen vielfach bereits in den Knotenschiefern grössere Dimensionen wie im unveränderten Thonschiefer und umschliessen in den Hornfelsen Biotit und Graphit.

Der Cordierit stellt an der Jonasmühle und anderen Punkten die Knötchen der Knotenglimmerschiefer dar, welche sonst keine einheitlichen Mineralkörper bilden. Schon C. F. Naumann[1]) vermuthete die locale Betheiligung eines Minerals der Cordieritgruppe an der Zusammensetzung der sächsischen Contactgesteine. Denn er sagt von den Fleckschiefern links der Elbe zwischen Rothschönberg und Munzig, dass sie „kleine längliche, oder auch bis zollgrosse garbenförmige Partien eines grünlich schwarzen oder grünlich braunen, fahlunitähnlichen Minerales“ eingestreut enthalten. Die auf seine Veranlassung damals von Kersten ausgeführte Analyse der fraglichen Substanz unterstützte seine Auffassung bis auf den zu hohen, wohl auf Einschlüsse von Erzen beruhenden Gehalt von Eisenoxydul-oxyd. Den ersten bestimmten Nachweis von Cordierit erbrachte neuerdings E. Hussak[2]), der aus den Fruchtschiefern von Tirpers-

[1]) C. F. Naumann und B. Cotta, Geogn. Beschr. d. Königreiches Sachsen. 1845, Heft 5, pag. 50.

[2]) E. Hussak, Min. u. petrogr. Notizen. Verhandl. d. naturh. Vereines d. Rheinlande u. Westph. 1887, Bd. XLIV.

Digitized by Google

dorf im Vogtland die Knoten als sehr einschlussreiche, in pinitartige Substanz umgewandelte Cordieritkrystalle beschrieb. Dasselbe vogtländische Vorkommnis wurde später von M. Schröder[1]) eingehender untersucht. Inzwischen war durch A. Sauer[2]) das Auftreten des Cordierites in den Contactgesteinen der Gegend von Meissen, durch O. Herrmann und E. Weber[3]) sein sehr häufiges Vorkommen in den umgewandelten Grauwacken der westlichen Lausitz beobachtet worden. Ausserhalb Sachsens hatte H. Rosenbusch[4]) in den Steiger Schiefern den Cordierit als Stellvertreter des Andalusites angetroffen. J. S. Diller[5]) fand ihn im Contactbereiche eines Quarzdiorites der Troas. W. Salomon[6]) beschrieb eingehend cordieritreiche Contactgesteine vom Monte Aviólo, Y. Kikuchi[7]) solche aus der inneren Contactzone des Granites von Watarase-gawa.

Was den Magnetkies in unseren metamorphen Thonschiefern betrifft, so sind dessen zackig umrandete Klümpchen an die Stelle des neben ihm nicht mehr nachweisbaren Pyrites getreten. Nur noch im Knotenschiefer wurde Pyrit beobachtet, und zwar nicht, wie im normalen Thonschiefer, in Gestalt gleichmässig durch das Gestein verstreuter Körnchen und Kryställchen, sondern zu dünnen, der Schieferungsebene parallelen Häuten concentrirt. Aehnliches beschreibt Brögger[8]) vom Pyrit aus den umgewandelten Alaunschiefern im Christianiagebiet. Die Titansäure der ehemaligen Rutilnädelchen hat sich zu Rutilkörnchen von grösserer Dimension concentrirt. Local aber ist sie als Brookit ausgeschieden worden, dessen winzige Kryställchen in lichter gefärbten, stark metallglänzenden Gesteinspartien des schwarzen Knotenglimmerschiefers von der Jonasmühle im Müglitzthale vom Verfasser[9]) beschrieben wurden. Das Vorkommnis erinnert sehr lebhaft an das ganz analoge Auf-

---

[1]) E. Weise und M. Schröder, Erl. zu S. Oelsnitz-Bergen. 1890, pag. 48.

[2]) A. Sauer, Erl. zu S. Meissen. 1889, pag. 50.

[3]) Herrmann und Weber, Neues Jahrb. f. Min. 1890, Bd. II, pag. 187.

[4]) H. Rosenbusch, Steiger Schiefer, pag. 220 u. 224.

[5]) Quart. Journ. of the Geol. Soc. 1883, Vol. XXXIX, pag. 631.

[6]) W. Salomon, Monte Aviólo. l. c. pag. 511.

[7]) Y. Kikuchi, On Cordierite as contactmineral. Journ. of the Science College Tokyo. 1890, Vol. III, Pt. IV.

[8]) l. c. pag. 347.

[9]) R. Beck, Ueber Brookit als Contactmineral. Neues Jahrb. f. Min. 1892, Bd. I.

Digitized by Google

treten des Anatas, welchen W. M. Hutchings[1]) in einem silurischen Fleckschiefer von Wasdale Beck am Shap Granite in Westmorland auffand.

2. Die Umwandlung der Kieselschiefer in Graphitquarzite.

Die Metamorphose der Kieselschiefer lässt sich am besten an den grossen Lagern zwischen dem Lockwitz- und Müglitzthal studiren, weil man hier auch das unveränderte Gestein vergleichen kann. Theils erweist sich dieses als ein echter homogener Lydit, theils besitzt es eine lagenförmige Structur, indem kurze Schmitzen und Lagen von sehr feinkörnigem oder dichtem, lichtgrauem Quarzit mit solchen von schwärzlichem Lydit wechseln. Gewöhnlich sind diese lagenförmigen Gesteine durch den Gebirgsdruck dermassen zerstückelt worden, dass sie Breccien gleichen.

Bei der Contactmetamorphose wird der äusserst winzige Körnchen bildende Quarz zu weit grösseren, geradlinig-polygonal umrandeten Individuen umkrystallisirt, während die Kohlestäubchen, welche das schwarze Pigment darstellten, unter Verlust von Wasser in mikroskopisch kleine krystalline Aggregate und scharfe Kryställchen von Graphit[2]) zusammentreten. Am reichsten an Graphit erwies sich ein deutlich körnig-krystalliner, dickplattig brechender, schwarzgrauer Graphitquarzit aus dem Röhrsdorfer Thal, in dem man schon mit der Loupe die metallisch glänzenden, scheibenförmigen Körnchen, Kryställchen und krystallinen Aggregate des Minerals erkennt. Das Gestein enthält nach einer Kohlenstoffbestimmung von W. Luzi 2 Procent seines Gewichtes an Graphit. Es besitzt das specifische Gewicht 2·62 bis 2·637 und besteht ausser aus Quarz und Graphit noch aus Muscovit, Biotit, einem lichtgrünen Glimmer, Rutil und Turmalin. An anderen Fundorten, wie bei Burkhardtswalde, wurde ausserdem noch Chiastolith und Magnetkies in demselben festgestellt.

Die kulmischen und devonischen Kieselschiefer des Harzes erhalten nach K. A. Lossen[3]) im Contact mit dem Brockengranit

---

[1]) Bei Harker und Marr, Quart. Journ. of the Geol. Soc. for Aug. 1891, pag. 318.

[2]) Ausführlicher bei R. Beck und W. Luzi, Ueber die Bildung von Graphit bei der Contactmetamorphose. Neues Jahrb. f. Min. 1891, Bd. II, pag. 28.

[3]) K. A. Lossen in der Zeitschr. d. deutschen geol. Gesellsch. 1888, XL, 3, pag. 591.

Digitized by Google

ebenfalls quarzitisch körnige Structur, bleichen aber im Gegensatz zu unseren Graphitquarziten aus, indem das organische Pigment einfach verschwindet. Eine ausgeführte Analyse gibt nur noch 0·01 Procent CO_2 an. Graphit wird nicht erwähnt. Hiernach dürfen die Beobachtungen an den Kieselschiefern des Elbthalgebirges nicht verallgemeinert werden.

3. Die Umwandlung der Grauwacken in krystalline Grauwacken und Hornfelse.

Unveränderte Grauwacken des elbthalgebirgischen Silurs lassen sich in der Gegend von Friedrichswalde studiren. Sie sind hier in dünnschichtiger Wechsellagerung mit Thonschiefern verknüpft, bilden zuweilen auch grössere selbständige Lager. Man erkennt als ihre Hauptbestandtheile ziemlich grosse Körner von Quarz und von Feldspath, letztere immer stark zersetzt. Der klastische Ursprung spricht sich in den oft scharfeckigen Umrissen derselben aus. Untergeordnet enthalten die Grauwacken Muscovitschüppchen, kohlige Beimengungen und oft sehr reichliche, fast immer zu Brauneisen zersetzte Eisenerztheilchen. Wenn zu dem Gemenge, wie mitunter geschieht, noch fein vertheilter kohlensaurer Kalk tritt, so entstehen Kalkgrauwacken.

Einzelne scharfeckige Einsprenglinge von Quarz, die aber unter dem Mikroskop in eine grössere Anzahl von Einzelkörnern sich auflösen, verrathen auch bei den contactmetamorphen Grauwacken noch deren klastischen Ursprung. In der Hauptsache jedoch haben diese Gesteine im Contact eine völlig krystalline Beschaffenheit angenommen. Als ihre jetzigen Hauptgemengtheile erkennt man Quarz, Biotit, Muscovit und Plagioklas, ferner Magnetit, Pyrit, Magnetkies, kohlige Partikel und einzelne Zirkonkryställchen. Die Hauptgemengtheile besitzen typische Contactstructur (siehe pag. 310). Auch der Muscovit, dessen Täfelchen rundlich lappige Umrisse haben und häufig quer zur dünnbankigen Schichtung gestellt sind, ist in der charakteristischen Weise von Quarzkörnchen durchspickt.

Die Umwandlung der Grauwacken ist hiernach ganz analog der Metamorphose verlaufen, welche nach den auf pag. 311 citirten Autoren ausgedehnte Gebiete des silurischen Grauwackengebirges der Lausitz erlitten haben. Auch erinnern diese Verhältnisse viel-

Digitized by Google

fach an die von Ch. Barrois[1]) geschilderte Umwandlung der Grès armoricains der Montagnes-Noires in die von ihm „quarzites micacés" genannten Contactproducte. Auch Harker und Marr[2]) berichten über die Contactmetamorphose feldspathreicher Grauwacken (der Coniston grits u. a.) in quarz- und feldspathreiche Gesteine mit typischer Contactstructur. Doch kam es dort zu keiner Glimmerbildung.

4. Die Umwandlung der Kalksteine in Marmore und Kalksilicatgesteine und ihre Imprägnation mit Erzen.

Die unveränderten silurischen Kalksteine des Elbthalgebirges erscheinen äusserst feinkörnig oder dicht. Nur unter dem Mikroskop löst sich ihre gleichmässig aussehende Masse in ein äusserst feinkrystallines Aggregat von Kalkspathkörnchen auf. Die Farbe schwankt zwischen lichtgrau und schwärzlichgrau. Quarzkörnchen, Pyritkryställchen und in manchen Vorkommnissen auch reichliche Kohlestäubchen sind beigemengt. Sechs von G. Lichtenberger ausgeführte Analysen geben folgende Grenzwerte für die chemische Zusammensetzung:

Kohlensaure Kalkerde . .	80·40—93·50	Procent,
„ Magnesia . .	0·65— 1·89	„
Thonerde	0— 1·82	„
Eisenoxyd	0— 1·19	„
Kieselsäure	5·50—17·90	„

Für die später zu beschreibenden Erscheinungen ist besonders wichtig, dass die Kalklager, deren Mächtigkeit gewöhnlich nur bis zu 25, ausnahmsweise bis zu 50 Meter ansteigt, häufig 0·5—1 Meter starke Zwischenschichten und zahlreiche dünnere Lagen von Thonschiefer, Alaunschiefer, Tuffschiefer und Diabastuff eingeschaltet enthalten. Sehr verbreitet ist namentlich eine äusserst dünnschichtige Wechsellagerung zwischen zarten Kalksteinlamellen, welche vorwalten, und papierdünnen Schieferhäuten (Schieferkalke).

Die Contactmetamorphose äussert sich bei den silurischen Kalken in einer Marmorisirung, in einer Ausscheidung von Kalksilicaten und in einer Imprägnation mit Erzen.

---

[1]) Ch. Barrois, Rostrenen, l. c. pag. 33.

[2]) l. c. pag. 321.

Digitized by Google

α) Marmorisirte Kalksteine.

Dort, wo die Kalke überhaupt als Carbonatgesteine erhalten blieben, wurden sie in den Contacthöfen in mehr oder minder grobkrystalline Marmore umgewandelt. Dies zeigen z. B. die den schwarzen Knotenschiefern der äusseren Contactzone zwischengeschalteten Kalklager von Friedrichswalde. Selten ist übrigens der krystalline Kalkstein ganz rein. Körnchen von Pyrit oder Magnetkies, sowie von lichtgrünem oder farblosem Augit sind die gewöhnlichsten Beimengungen. Der krystalline Kalkstein von Berggiesshübel verdankt seine dunkelgraue Färbung oder Streifung einem meist lagenweise angereicherten kohligen Pigment, welches hier, im äusseren Contacthof, noch nicht zur Bildung von Graphit Anlass gegeben hat. Grobkörnig-krystalline Trümer von weissem Marmor durchschwärmen das dunkelfarbige Gestein quer oder parallel zur Schichtung. An den Rändern sind sie innig mit dem Hauptgestein verflösst und unterscheiden sich hierdurch und im ganzen sonstigen Habitus von jüngeren, secundären Secretionstrümern von Kalkspath, die auch mitunter vorhanden sind.

β) Kalksilicatgesteine.

An anderen Stellen ist der grössere Theil oder auch die ganze Masse des kohlensauren Kalkes im Contactbereich durch Kalksilicate ersetzt worden. Im allgemeinen hat dieser Vorgang um so grössere Fortschritte gemacht, je näher das Ursprungsgestein an der Granitgrenze lag. Ausserdem scheint er aber auch durch die grössere Dünne der betreffenden Schmitzen oder Zwischenlagen von Kalkstein begünstigt worden zu sein, welche vielleicht verknüpft war mit einer grösseren Verunreinigung des kohlensauren Kalkes durch Quarzkörnchen, Glimmerschüppchen und andere Mineralien. Gerade in denjenigen Schichtengruppen, in welchen dünne Lagen von Kalkstein mit solchen von Schiefer wechseln, wie bei den oben erwähnten Schieferkalken, finden wir das Carbonat gewöhnlich auch in grösserer Ferne vom Contact durch Silicate ersetzt, während mächtigere, compacte Kalksteinbänke auch ziemlich nahe am Contact ihren ursprünglichen Kohlensäuregehalt behielten. Wir können diese Erscheinungen unmittelbar am Hornblendegranitit hinter der Papierfabrik bei Weesenstein und im Crottaer Graben studiren, wo wir einen ehemaligen

Digitized by Google

Thonschiefercomplex mit dünnen Lagen und Schmitzen oder mit dickeren Bänken von Kalkstein in umgewandeltem Zustande antreffen. Der Schiefer ist zu einem im wesentlichen aus Quarz und Biotit bestehenden Hornfels geworden, die dünnen Kalkschmitzen dagegen erscheinen jetzt als ein feinkörnig-krystallines, weisses oder grünlich weisses Gestein, dessen Hauptgemengtheil ein farbloser oder schwach grünlich gefärbter Augit ist. Ausserdem entdeckt man unter dem Mikroskop Calcit, Titanit, oft lagenweise angereichert, Magnetit, Magnetkies und Pyrit, sämmtlich in sehr ungleichmässiger Vertheilung. Granat erscheint hier erst ganz dicht am Contact. In dem grobkrystallinen Marmor, den die stärkeren Kalksteinbänke hier geliefert haben, findet man nur spärlich eingesprengte Silicate, nämlich unvollkommen ausgebildete, 0·5 Millimeter grosse Kryställchen von grüner Hornblende und von farblosem oder ganz lichtgrünem Augit.

Im Contacthof von Berggiesshübel wurden indessen abweichend von diesen Beobachtungen auch sehr gewaltige Kalksteinpartien völlig ihrer Kohlensäure beraubt, und zwar hier in Augitgranatgestein oder reinen Granatfels umgewandelt. Die Structur dieser Gesteine schwankt zwischen kryptokrystallin und deutlich körnig-krystallin. Der Granat ist in allen möglichen Farbentönen zwischen grün und gelb und zwischen roth und braun gefärbt. Fast immer führt er mikroskopische Einschlüsse von Augit. Häufig finden sich wohlausgebildete Granatkrystalle. Schon durch Wichmann[1]) und Klein[2]) wurden am Granat von Berggiesshübel anomale Doppelbrechung und prachtvolle Zonarstructur beschrieben. Unter den optischen Anomalien, welche man besonders schön an den grünlichgelben Varietäten bemerkt, waltet die „Dodekaëderstructur" Klein's vor. Diese Erscheinungen sind vielleicht charakteristisch für Contactgranat. Ganz von derselben Art haben sie u. A. Harker und Marr[3]) ebenfalls an grünlichgelben Granaten aus den vom Shap-Granit umgewandelten Coniston-Kalken von Wasdale Head beschrieben. Der mit dem Granat vergesellschaftete lichtgrüne bis lichtgrünlichgelbe Augit tritt auch in grösseren selbständigen Gesteinspartien auf.

[1]) Zeitschr. d. deutschen geol. Gesellsch. 1875, Bd. XXVII, pag. 749.

[2]) Neues Jahrb. f. Min. 1883, pag. 112 u. 147.

[3]) Harker und Marr, Shap-Granite l. c. Quart. Journ. of the geol. Soc. for August 1891, pag. 312.

Digitized by Google

Minder häufig finden sich im Granatfels von Berggiesshübel Tremolit, Aktinolith, Epidot und Zoisit. Chlorit, zum Theil als Helminth entwickelt, darf als secundäres Product gelten. Auffällig ist das Fehlen von Wollastonit und von Vesuvian. Wollastonit ist von Berggiesshübel nur als offenbar secundäre Bildung bekannt, nämlich in Form schneeweisser, eisblumenähnlicher Dendriten auf Klüften eines schwarzen marmorisirten Kalksteines. Skapolith wurde vom Verfasser nicht aufgefunden, kommt aber nach H. Müller[1]) neben den anderen Kalksilicaten von Berggiesshübel vor. Sehr wesentlich endlich betheiligen sich an der Zusammensetzung der Granatgesteine Körnchen von Magnetit, Schwefelkies und Kupferkies, die mitunter auch zu grösseren Aggregaten zusammentreten.

Dies führt uns hinüber zu einer besonderen Classe von Contacterscheinungen, zu der Imprägnation der Kalklager und ihres Nebengesteines mit Erzen.

γ) Erzlager im Contacthofe des Markersbacher Granitits.

Die Erzvorkommnisse von Berggiesshübel[2]) sind auf das Engste mit den dortigen Marmor- und Kalksilicatgesteinen verknüpft. Denn diese drei bilden sowohl im Verein Lager als auch jedes für sich, aber in nächster Nachbarschaft zu einander. Diese Einlagerungen sind auf das Regelmässigste den liegendsten Schichten der Silurformation zwischengeschaltet, und zwar besonders häufig den metamorphosirten Diabastuffen, sowie auch den Knotenschiefern. Ihr Auftreten erstreckt sich rings um das Städtchen Berggiesshübel von der Granitgrenze an bis an die Peripherie des Contacthofes. Sie kommen selbst noch dort vor, wo die übrigen Anzeichen der Contactmetamorphose nur noch sehr schwach bemerkbar sind, in der äussersten Knotenthonschieferzone. Man kennt sie noch aus 2·2 Kilometer Entfernung vom Granit. Hierzu ist jedoch zu bemerken, dass auch die Fleckschiefer der angrenzenden Phyllitformation in derselben Gegend sehr weit, nämlich bis 1·7 Kilometer vom Granit aus sich verfolgen lassen, was mit dem oben pag. 301 geschilderten flachen Einschiessen des Granitstockes unter die Schiefer zusammenhängt.

[1]) pag. 40.

[2]) H. Müller, Ueber die Erzlagerstätten in der Umgegend von Berggiesshübel. Mit einer Erzlagerkarte und einer Tafel Profile. Leipzig 1890. — R. Beck, Erl. zu S. Berggiesshübel. 1889, pag. 58—69.

Digitized by Google

Unter den Erzen waltet der Magnetit bei weitem vor. Er bildet sehr feinkörnig-krystalline, oft auch gröberkörnige Aggregate, in denen zugleich sehr häufig Schwefelkies, Kupferkies, Buntkupferkies, Kupferglanz und Zinkblende eingesprengt sind. Die Verbindungsweise des Magneteisenerzes mit dem Granatgestein und mit dem Marmor ist eine sehr verschiedenartige. Zunächst bilden entweder Erze und Kalksilicate in inniger Vermengung nur wenige Centimeter starke Lagen in den metamorphosirten Diabastuffen, oder aber Erze und Granatgesteine stellen sich als mehr oder minder grosse Bestandmassen innerhalb der grösseren Lager von krystallinem Kalkstein ein. Im letzteren Falle beschränken sich Erz und Granatfels häufig auf den liegenderen Theil des Flötzes, greifen aber vielfach buckel- und sackförmig in den hangenden krystallinen Kalkstein ein oder verdrängen ihn auf weitere Strecken hin gänzlich. An Stellen, wo der Kalkstein eine Schichtung in verschieden gefärbten Lagen aufweist, sieht man mitunter deutlich die durchgreifende Lagerung der Magneteisenerzmassen und erkennt daran, dass sie den Kalkstein, der ursprünglich auch ihren Raum einnahm, verdrängt haben. Auch finden sich unregelmässige Erzmassen inmitten des krystallinen Kalksteins vor. Sehr bemerkenswerth ist bei diesen combinirten Lagern wiederum die Art der Verknüpfung zwischen Magneteisenerz und Granatgestein. Während nämlich an einer Stelle die regelmässigste, dem allgemeinen Streichen parallele dünnschichtige Wechsellagerung zwischen dem dunkelfarbigen Erz und dem gelblichen Granatgestein besteht, wird an einem anderen Punkte desselben Flötzes das Magneteisenerz von zahlreichen, vielfach verzweigten und unter sich netzartig verbundenen Trümern des Granatgesteines durchzogen. [1])

Die Marmorisirung von Kalksteinen und die Umwandlung kalkiger Schichten in Kalksilicatgesteine sind seit F. Zirkel's Studien an den pyrenäischen Vorkommnissen, seit den Arbeiten vom Rath's, C. Doelter's, J. Lemberg's u. A. über Predazzo die bekanntesten und am häufigsten beschriebenen Erscheinungen der Contactmetamorphose. [2]) Zur Erklärung derselben hält man im allgemeinen die

[1]) H. Müller gibt von allen diesen Verbandsverhältnissen eine Reihe von genauen Abbildungen.

[2]) Man vergleiche die reichhaltigen Literaturauszüge in Roth's Allgem. u. chem. Geologie. Bd. I, Cap. IX, pag. 426 ff. und Bd. II, I. Abth.

Digitized by Google

Annahme einer Zufuhr irgend welcher chemischer Verbindungen vom Granit her nicht für nöthig. Vielmehr herrscht die Meinung, die Kalkerde des ursprünglichen Carbonates habe sich nach partieller Austreibung der Kohlensäure mit Silicatlösungen vereint, die bei der Umkrystallisirung der benachbarten Schiefer oder anderer Silicate enthaltender, angrenzender Schichten disponibel geworden seien oder die nach anderer Version den Silicaten entstammten, mit welchen der metamorphosirte Kalkstein von Haus aus verunreinigt war, wie z. B. Glimmerschüppchen. Die sehr reichliche Entwicklung von Kalksilicaten in den Kalklagern von Berggiesshübel setzt diesen Erklärungsversuchen viele Schwierigkeiten entgegen. Das Nebeneinander von reinen Marmormassen und von Granatgestein, wie es geschildert wurde, lässt an eine Zufuhr aus weiterer Ferne denken. Noch schwieriger würde jedoch mit jenen Annahmen die Genesis der mit den Kalksilicaten bei Berggiesshübel so innig vergesellschafteten Erze zu enträthseln sein. Hier wird man kaum ohne die Hypothese einer directen Stoffzufuhr vom Granit her auskommen können. Die Aktinolithschiefer im Liegenden und Hangenden der Kalk- und Erzlager verrathen durch nichts, dass von ihnen aus eine Wegführung der Eisenverbindungen und Concentration derselben in den Kalklagern stattgefunden habe. Im Gegentheil, sie sowohl, wie die ihnen manchmal zwischengeschalteten Hornfelse, sind ebenfalls ausserordentlich reich an Magnetitkörnchen, an Magnetkies- und anderen Kiespartikeln. Ein besonders erzreicher Andalusitglimmerfels aus dem Liegenden des Hauptlagers enthielt sogar nach H. Müller 25—30 Procent Magneteisenerz eingesprengt.

Es wäre nun noch die Annahme zu berücksichtigen, dass etwa die Magneteisenerze von Berggiesshübel bereits im unveränderten Silur in Form von Spath- oder Brauneisenstein vorhanden gewesen seien, ähnlich wie Ch. Barrois[1]) aus dem Contacthof von Rostrenen von der Umwandlung von Brauneisensteinlagern theils zu Magneteisenerz oder Rotheisenerz, theils zu Magneteisenerz und Chamoisit berichtet. Dies ist für Berggiesshübel nicht anwendbar. Verfolgen wir nämlich den durch die Kalksteinlager und Diabastuffe wohl charakterisirten Gesteinszug, dem im Contacthof am Markersbacher Granit die Berggiesshübeler Erzlager angehören, über die äussere

[1]) Ch. Barrois, Rostrenen, l. c. pag. 78.

Digitized by Google

Contactzone hinaus in dem normalen Silur weiter bis Maxen, so stossen wir auf der ganzen gegen 12 Kilometer langen Strecke nur auf ganz vereinzelte und äusserst schwach entwickelte, kaum nennenswerte Vorkommnisse von Roth- und Brauneisenerz. Die plötzliche, mächtige Entfaltung derselben gerade an der Stelle, welche später in den Contactbereich fiel, wäre ganz unwahrscheinlich.

Von grosser genetischer Bedeutung ist die schon W. Vogelgesang[1]) bekannte, später von H. Müller[2]) genau beschriebene Thatsache, dass in dem Contacthof von Berggiesshübel Klüfte angetroffen werden, welche im Bereiche der von ihnen durchsetzten Erz- und Kalksteinlager neben Quarz und verschiedenen Carbonaten ebenfalls Erze führen. Und zwar findet man in ihnen ganz dieselben geschwefelten Erze, welche dem Magneteisenerz, zuweilen auch dem Granatfels und Marmor beigemengt sind. Man hat sogar beobachtet, dass diese Erze, besonders Kupfererze, innerhalb der Erzlager eben dort besonders reichlich sich einstellen, wo jene Klüfte durchsetzen. H. Müller schliesst hieraus, dass diese Erze von jenen Klüften aus, vielleicht aus grösserer Entfernung und Tiefe her, später in die ältere Lagermasse eingeführt wurden. An die ebenfalls im dortigen Contacthof aufsetzenden, Zinnerz führenden Gänge ist später pag. 338 zu erinnern.

Alle die beobachteten Verhältnisse scheinen dafür zu sprechen, dass die Kalksteinlager während der Contactmetamorphose mit Erzen imprägnirt wurden, deren Material vom Granit her zugeführt wurde. Hierbei gehört die Imprägnation mit den geschwefelten Erzen, besonders der Kupfererze, in der Hauptsache wenigstens einer späteren Phase an, wie diejenige mit Magneteisenerz.

Auch aus anderen Gegenden sind ähnliche Erzlager im Contactbereich granitischer Intrusivmassen beschrieben worden. In Sachsen gehört hierher das Magneteisenerzlager im Schiefergebirge von Zschorlau hart am Eibenstöcker Granitstock, welches nach J. C. Freiesleben[3]) neben dem Magneteisenerz derbe Partien von Vesuvian, Strahlstein, Omphacit, Pistacit, Lievrit und Quarz enthalten haben soll.

---

[1]) Berg- und Hüttenm. Ztg. 1852, Nr. 37, pag. 635.

[2]) l. c pag. 44 ff.

[3]) J. C. Freiesleben, Magazin für die Oryktographie von Sachsen. Freiberg 1828—1845, Heft 1, pag. 37, 128.

Digitized by Google

Bekannt sind die ähnlichen Vorkommnisse im Christianiagebiet. „Von 60 auf Magneteisenerz betriebenen Gruben, kleinere Schürfe abgerechnet," schreibt B. M. Keilhau[1]), „liegen 4 im Granit und Syenit, 12 im harten Schiefer oder Marmor, nämlich in der Berührungszone mit dem Granite, 19 auf der Grenze selbst." Nach B. M. Keilhau und Th. Kjerulf[2]) enthalten die dortigen Erzlager ausser dem Magneteisenerz noch Eisenkies, Zinkblende, Kupferkies, Bleiglanz, Wismuthglanz, Molybdänglanz, und ausser dem Granat noch Flusspath, Quarz, Epidot und Idokras. Ueber ihre Genesis äussert sich Kjerulf (pag. 84) wie folgt: „Diese den Schichtenreihen nicht angehörigen Erze sind mit den Eruptivgesteinen als Fremdlinge hineingekommen und die begleitenden Mineralien sind zum Theil solche, die aus dem eigenen Material der Schichten entstehen konnten, wie Granat und Vesuvian."

Auch die Lagerstätten von Magnetit und Eisenglanz auf Elba finden sich nach Lotti[3]) in Verknüpfung mit Pyroxen und Granat inmitten von vorwiegend kalkigen Schichten und sind mit der Eruption der dortigen Granite entstanden, in deren Contactbereich sie auftreten.

5. Die Umwandlung (Amphibolitisirung) der Diabase.

Grössere Lager von unverändertem Diabas mit localer Entwicklung von Pikrit[4]) wurden im untersten Niveau der Silurformation bei Maxen beobachtet. Da aber dieser Diabaszug nirgends nachweisbar in die Contactzonen eintritt, kann auf seine Beschreibung hier verzichtet werden. Mehr Interesse für unsere Zwecke verdient ein kleines Lager von Diabas bei der Jonasmühle in Müglitzthal, besonders als ein Beispiel normaler, auf nicht contactmetamorphem Wege erfolgender Umwandlung durch Verwitterung und vielleicht durch Gebirgsdruck. Der Augit ist hier zum Theil noch vollkommen frisch, häufig dagegen randlich chloritisirt. Ein noch anderer Theil seiner Krystallkörner ist unter Erhaltung der Augit-

[1]) B. M. Keilhau, Gaea norvegica, pag. 83, nach Kjerulf.

[2]) Th. Kjerulf, Die Geologie des südlichen und mittleren Norwegen, übersetzt von A. Gurlt. 1880, pag. 81 ff.

[3]) Lotti, Descrizione geologica dell' Isola Elba, Cap. XIX, in Memorie descrittive della carta geol. d'Italia. Vol. II.

[4]) Erl. zu S. Kreischa-Hänichen, pag. 19.

Digitized by Google

form in stengelig-faserige saftgrüne Hornblende umgewandelt, also zu Uralit geworden. Daneben sind vereinzelte kleine Nädelchen von lichtgrüner secundärer Hornblende regellos durch das Gestein zerstreut. Die Plagioklasleisten erscheinen unverändert. Ausserdem finden sich im Gestein ziemlich grosse Biotitblättchen, Säulchen von Apatit, Körner von Titaneisen und Pyrit, und endlich als weitere secundäre Bildungen neben dem Chlorit und Uralit noch Epidot und Calcit.

Leider ist nirgends im Gebiet Gelegenheit gegeben, den normalen Zustand der Diabase mit dem contactmetamorphen an ein und demselben Lager zu vergleichen. Doch lässt sich aus der Betrachtung des veränderten Gesteines der verschieden stark metamorphosirten einzelnen Lager dieser Mangel ergänzen.

Die amphibolitisirten Diabase [1]) liegen sämmtlich zwischen den Ortschaften Weesenstein und Friedrichswalde. Die meisten bilden Lager, welche contactmetamorphisch veränderten Schiefergesteinen eingeschaltet sind, nur eines tritt stockförmig im Knotenschiefer auf. Das grösste 4 Kilometer lange Lager hat zum Liegenden auf der einen Strecke umgewandelte Diabastuffe, auf der anderen schwarze Knotenschiefer, zum Hangenden dagegen im Nordwesten, näher am Weesensteiner Hornblendegranitit, einen Andalusitglimmerfels, im Südosten krystalline Grauwacke, Knotenschiefer oder krystallinen Kalkstein. Aehnlich sind die Verbandsverhältnisse der übrigen.

Das Gestein besitzt vorherrschend eine gleichmässig körnige bis dicht erscheinende Structur und schmutziggrüne bis grünlichgraue Färbung. Als Gemengtheile bemerkt man unter dem Mikroskop: Hornblende, Augit, Plagioklas, Biotit, Titaneisen, Magnetit, Apatit, Titanit, Epidot, Rutil, Calcit. Die stark dichroitische, lichtgrüne Hornblende, der Hauptgemengtheil, bildet Nädelchen, Säulchen, aufgefaserte Stengel und grössere Körner, zwischen denen ein lichter, wesentlich aus wasserhellen, polygonalen Plagioklaskörnchen bestehender Gesteinsgrund hervorleuchtet. Die grösseren Hornblendeindividuen haben uralitischen Aufbau und umschliessen mitunter noch einen unregelmässigen Kern von lichtbraunem Augit. Die für den Augit charakteristischen gesetzmässigen Umrisse lassen indessen

[1]) Diese Untersuchungen wurden vom Verfasser zuerst mitgetheilt in der Zeitschr. d. deutschen geol. Gesellsch. 1891, XLIII, Heft 1, pag. 257—263; ausführlicher in Erl. zu S. Pirna. 1892, pag. 34 ff.

Digitized by Google

auch solche im Inneren noch augitische Körner nicht mehr erkennen. Man sieht vielmehr, wie das K. A. Lossen[1]) so anschaulich geschildert hat, „wie sich die Neubildung nicht auf die Form des Mutterminerals beschränkt, sondern dieselbe überwuchert und weiterhin ausserhalb derselben einen grossen Theil der ursprünglichen Feldspathsubstanz ersetzt". An anderen Punkten, und zwar an solchen, welche inmitten des minder stark umgewandelten Schiefergebirges liegen, haben sich auch grössere, bis 2 Millimeter messende Augitkörner erhalten, die gar nicht uralitisirt sind. Sie liegen neben solchen, welche bereits randlich und von Spältchen aus in feinstengelige Hornblende umgewandelt sind, oder welche filzige Pilitaggregate in ihrem Inneren aufgenommen haben. Der Biotit erscheint in Schüppchen, zu Putzen gehäuft, auch als scheibchenförmiger Einschluss in den Plagioklasen. Apatit, als Einschluss in der Hornblende, ist selten. Titan- und Magneteisenerz, ersteres mit einem Titanitrande oder verwachsen mit Rutilkörnchen, haben die in Diabasen übliche Ausbildungsweise. Epidot und Calcit in mikroskopischen Körnchen fehlen nirgends.

Wenn in dem vorwaltenden Gestein offenbar der diabasische Plagioklas völlig umkrystallisirt ist in jenes kleinkörnige, farblose Aggregat, an dessen Zusammensetzung auch einzelne Quarzkörnchen Theil zu nehmen scheinen, so lassen andere Vorkommnisse im Dünnschliff noch deutlich die allmähliche Herausbildung dieser Mosaik an den leistenförmigen Durchschnitten ursprünglicher Plagioklase erkennen. Es sind dies porphyrische Gesteine, welche inmitten der normalen Modification des Hauptlagers an vereinzelten Punkten bei Burkhardtswalde und Friedrichswalde auftreten. Sie führen in einer dunkelgefärbten, dicht erscheinenden Grundmasse sehr zahlreiche schneeweisse oder glasigfarblose Einsprenglinge von Feldspath und einzelne grössere Hornblendekörner. Die bis 10 Millimeter, selten bis 25 Millimeter grossen Feldspathe, ihrem optischen Verhalten nach Oligoklas, zeigen unter dem Mikroskop zum Theil noch scharfe Zwillingsstreifung, zum anderen Theil aber sind sie bereits in jenes Aggregat von polygonalen Plagioklaskörnchen umgewandelt, dessen Individuen meist ausserordentlich regelmässige,

[1]) K. A. Lossen, Studien an metamorphen Eruptiv- und Sedimentgesteinen. II. Jahrb. d. k. preuss. geol. Landesanstalt. 1884, pag. 530, Taf. XXIX, Fig. 1.

Digitized by Google

oft sechseckige Umrisse besitzen. Diese wabenförmigen Partien durchziehen in regellosen Streifen die einen Oligoklaskrystalle oder nehmen den gesammten Raum von anderen ein. Auch diese neugebildeten Plagioklase sind nach ihrem optischen Verhalten Oligoklas. Die mikroskopischen Bilder solcher theilweise umgewandelter Oligoklaseinsprenglinge erinnern sehr lebhaft an die analogen Erscheinungen an diabasischen Labradoren, welche K. A. Lossen[1]) so ausgezeichnet beschrieben und abgebildet hat. Dort allerdings handelt es sich nur um Dynamometamorphose.

In diesen ehemaligen porphyrischen Diabasen des Elbthalgebirges hat sich vielfach auch nach ihrer Umwandlung eine ausgesprochene Fluidalstructur erhalten, welche schon dem unbewaffneten Auge an der annähernd parallelen Stellung der grösseren Feldspathtafeln sich verräth.

Bei der Benennung dieser Contactgesteine lässt sich ein von W. Bergt[2]) gebrauchter Ausdruck verwerten, welcher von ihm für ähnlich beschaffene Diabase allerdings von ganz unsicherer geologischer Herkunft vorgeschlagen wurde, nämlich „amphibolitisirte Diabase". Als Contacterscheinung an Granitstöcken ist eine ähnliche Amphibolitisirung von Diabasen zuerst von S. Allport[3]) beschrieben worden. Er berichtet von „Grünsteinen", deren Augit in der Nachbarschaft der Cornischen Granite durch Hornblende und Aktinolith ersetzt wurde. Dann folgen die bekannten Beobachtungen solcher Umwandlungen von K. A. Lossen.[4]) Ch. Barrois[5]) berichtet von derartigen Erscheinungen im Contactbereich des Granites von Rostrenen, und zwar an Gesteinen, die er als Uralitdiorite bezeichnet. M. Schröder[6]) schilderte die Amphibolitisirung cambrischer Diabase im Contacthof des Bergener Granitmassives im Vogtland. Viele Ana-

---

[1]) K. A. Lossen, Studien etc. I. Jahrb. d. k. preuss. geol. Landesanstalt. 1883, pag. 617, Taf. XXIX, Fig. 1 u. 2.

[2]) Diese Mittheilungen. 1888, X, pag. 360.

[3]) S. Allport, On the metam. rocks surrounding the Lands-End Mass of Granite. Quart. Journ. Geol. Soc. 1876, Vol. XXXII, pag. 418.

[4]) K. A. Lossen, Erl. zu Blatt Harzgerode. 1881, pag. 80, und die citirten „Studien".

[5]) Ch. Barrois, Le granite de Rostrenen. Annal. de la soc. géol. du Nord. 1884, XII, pag. 104.

[6]) E. Weise u. M. Schröder, Erl. zu S. Oelsnitz-Bergen. 1890, pag. 50—56.

Digitized by Google

logien endlich zeigen die von A. Harker und J. E. Marr[1]) eingehend untersuchten Umwandlungserscheinungen in silurischen Augitandesiten (= Diabasen) im Contacthof des Shapgranit. Dort spielt indessen neugebildeter Biotit eine weit grössere Rolle als wie bei unseren Gesteinen. Die Verfasser betonen ausserdem, dass dort die Hornblende und der Biotit sich nicht, wie im Harz und Elbthalgebirge, direct aus Augit entwickelten, sondern aus dessen Zersetzungsproducten. Jene Gesteine in Westmorland waren nämlich vor Eintritt der Contactmetamorphose bereits stark verwittert.

Auch die zum Elbthalgebirge gehörigen Diabase im Elbthal nördlich von Tetschen wurden nach E. Hibsch[2]) ebenfalls im Contact mit dem Lausitzer Granitit amphibolitisirt. Die Wirkungen der Contactmetamorphose sind aber nach diesem Autor dort combinirt mit denen einer starken Dynamometamorphose, welche nach der Eruption des Granites statt hatte und die Spuren jener zum Theil wieder verwischte.

Auffällig ist bei unseren Vorkommnissen das Fehlen des anderwärts so charakteristischen Magnetkieses. Auch Axinit wurde nicht bemerkt. Dass die beschriebene Umwandlung nichts mit rein dynamometamorphosen Erscheinungen zu thun hat, beweist schon das völlige Fehlen von Chlorit und jeglicher Kataklasstructur, ferner das ausschliessliche Gebundensein des Vorganges an die Contacthöfe.

6. Die Umwandlung (Amphibolitisirung) der Diabastuffe.

Die unveränderten Diabastuffe des Elbthalgebirges sind von dem gewöhnlich als „Schalstein“ bezeichneten Typus, nämlich dickschieferige, weiche, schmutziggrüne Gesteine, als deren Hauptgemengtheile man chloritische Zersetzungsproducte, ferner mehr oder weniger zersetzten Feldspath (Plagioklas), endlich Epidot, Apatit, Magnetit, Titaneisen, Titanit, Rutil und Pyrit erkennt. Kalkspath stellt sich ganz gewöhnlich in Körnern, Schmitzen oder Lagen ein. Indem sich Thonschiefermaterial in wachsender Menge an der Zusammensetzung dieser Schalsteine betheiligt, entstehen manchmal alle möglichen Uebergänge zu jenen, die als Tuffschiefer be-

[1]) A. Harker and J. E. Marr, Shap granite. Quart. Journ. Geol. Soc. 1891, Vol. XLVII, pag. 294—300.

[2]) J. Em. Hibsch, Die Insel älteren Gebirges nördl. von Tetschen. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanst. 1891, Bd. XLI, H. 2, pag. 251.

Digitized by Google

zeichnet werden können. Da in unserem Elbthalgebirge grossartige Druckwirkungen an anderen Gesteinen festgestellt werden konnten (vergl. z. B. pag. 297), so erhebt sich die Frage, ob nicht die Schalsteine, wie anderwärts, durch Druck schieferig gewordene Diabase vorstellen. Dass unter unseren Diabastuffen einzelne gequetschte Diabaslager sich verstecken mögen, ist wohl möglich. Für die Hauptmasse scheint mir jedoch diese Auffassung nicht anwendbar. Namentlich die Wechsellagerung unserer Schalsteine mit ganz unverdrückten dünnbankigen Kalklagern, mitunter in mehrfacher Wiederholung, spricht dagegen.

Bei der Contactmetamorphose werden die Diabastuffe in Aktinolithschiefer und Hornblendeschiefer, seltener in Anthophyllitschiefer umgewandelt. Diese einzelnen Abarten sind häufig durch Wechsellagerung untereinander verbunden. Besonders schön lässt sich der Vorgang schrittweise, in immer stärker werdender Entwicklung an dem breiten Zug von Diabastuffen verfolgen, welcher am Hohen Stein in den Contacthof am Markersbacher Granit eintritt und ihn erst schräg, dann senkrecht zur Contactgrenze durchzieht. In demselben Masse, wie der Chlorit und der Calcit verschwindet, nimmt die erst ganz vereinzelt auftretende aktinolithartige Hornblende an Menge zu. Einen bis 500 Meter breiten und 6 Kilometer langen Zug bilden diese schieferigen Hornblendegesteine zwischen Weesenstein und Friedrichswalde in unmittelbarer Nachbarschaft der amphibolitisirten Diabaslager.

Unter dem Mikroskop lassen sich in diesen Contactproducten folgende Gemengtheile feststellen[1]): Gewöhnliche grüne, stark dichroitische Hornblende in kurzen schilfartig ausgefaserten Stengeln und Körnern, lichtgrüne bis farblose aktinolithartige Hornblende[2]) in zarten schwach dichroitischen Nädelchen, dicht untereinander ver-

[1]) Ausführlicher in den Erl. zu S. Berggiesshübel. 1889, pag. 51—54 und zu S. Pirna. 1892, pag. 37—39.

[2]) Einem dankenswerten Hinweis meines hochverehrten Herrn Collegen E. Dathe zufolge (Jahrb. d. k. preuss. Landesanst. für 1891) bekenne ich gern, dass sich mein der Kürze wegen gewählter Ausdruck „Aktinolith", sowie „Aktinolithschiefer" zunächst nicht nachweisbar deckt mit dem strengeren Begriff „Aktinolith" nach Rammelsberg. Vielmehr halte ich es sogar für wahrscheinlich, dass diese nadelförmigen, oft strahlig ausgebildeten Hornblenden mehr als 5 Procent Thonerde enthalten.

Digitized by Google

filzt und oft in strahligen Büscheln angeordnet, zuweilen vertreten durch eine strahlsteinartige Modification des Anthophyllits, ferner Plagioklas, Quarz, grüner Glimmer, etwas Biotit, Epidot, Magnetit und Magnetkies. Der Plagioklas bildet zusammen mit dem spärlicheren Quarz eine sehr feinkörnige Mosaik zwischen den Hornblenden.

Im Verbande mit diesen Gesteinen kommen zierlich gebänderte Schiefer vor, welche aus dunkelgrünen, an Hornblende reichen und aus lichtgrünen, an Augit reichen Lagen bestehen. Der Augit gleicht völlig dem fast farblosen Malakolith der Kalksilicathornfelse und ist, wie in jenen, eine Neubildung, wahrscheinlich hervorgegangen aus früheren zarten Kalkspathlagen im Diabastuff. Diese augitführenden Gesteine enthalten neben der Hornblende auch Granat, Biotit, Titanit, Apatit, Magnetit und Titaneisen.

Die Umwandlung von silurischen Diabastuffen in Aktinolithschiefer beschrieb schon K. Dalmer[1]) aus dem Contacthof des Meissner Syenits und A. Sauer[2]), der auch Anthophyllitschiefer auffand. Ausser diesen Autoren und dem Verfasser (l. c.) beobachtete auch M. Schröder[3]) ganz ähnliche Erscheinungen an cambrischen Diabastuffen im Contacthof des Bergener Granitstockes.

c) Die contactmetamorphen Gesteine der devonischen Weesensteiner Grauwackenformation.

1. Krystalline Grauwacken-Hornfelse und Knotenglimmerschiefer.

Wie bereits pag. 294 erwähnt wurde, liegen diese und die folgenden Gesteine ausschliesslich im umgewandelten Zustande vor.

Krystalline Grauwacken, ganz ähnlich beschaffen wie die aus dem Silur beschriebenen, walten beiweitem vor. Sie gehen in Hornfelse über und wechsellagern mit Knotenglimmerschiefern. In diesen allen sind Quarz und Biotit die Hauptgemengtheile. Die erstgenannten Gesteine sind häufig reich an neugebildeten wasserhellen Plagioklasen und Orthoklasen von typischer Contactstructur. Sie enthalten ferner noch Muscovit, einen grünen Glimmer, Magnetit, Apatit, Rutil und Zirkon.

---

[1]) K. Dalmer, Erl. zu S. Tanneberg. 1888, pag. 36.

[2]) A. Sauer, Erl. zu S. Meissen. 1889, pag. 68.

[3]) E. Weise u. M. Schröder, Erl. zu S. Oelsnitz-Bergen. 1890, pag. 50—56.

Digitized by Google

Zu dieser Gruppe gehören auch die Knotenschiefer und Hornfelse aus der Umgebung von Weesenstein, welche H. Rosenbusch[1]) beschrieb, ferner die Hornfelse, Fleck- und Knotenschiefer, welche E. Hibsch[2]) aus dem Elbthal nördlich von Tetschen ausführlich schilderte und durch eine Anzahl chemischer Analysen erläuterte.

2. Conglomerate.

Von besonderem Interesse sind Bänke von krystalliner, Gerölle führender Grauwacke[3]), welche den soeben aufgeführten Gesteinen ganz nahe an der Granitgrenze bei Köttwitz, Ploschwitz und Lockwitz eingeschaltet sind. Die Grundmasse dieser Conglomerate ist völlig krystallin. Sie besteht im wesentlichen aus Quarz und Biotit, sowie aus Muscovit und Plagioklas, sämmtlich in äusserst feinkörniger oder feinschuppiger Ausbildung. Die Gerölle, welche aus Quarz, feinkörnigem Quarzit und einem mittel- bis feinkörnigem, meist aplitischem Granitit bestehen, haben zum grössten Theil ihre ursprüngliche, kugelige, abgeplattete oder dattelförmige Form erhalten und weisen keine sicher nachweisbaren Spuren von Umwandlung auf. Auch unter dem Mikroskop ist die Grenze zwischen Grundmasse und Geröll scharf und deutlich.

Seit der Auffindung dieser contactmetamorphen Conglomerate durch Herrn Th. Lange und den Verfasser im Jahre 1888 bestand unter den sächsichen Geologen kein Zweifel mehr, dass auch die zuletzt von F. Schalch[4]) eingehend beschriebenen Conglomerate von Wellerswalde und Clanzschwitz contactmetamorphe Gebilde seien. Auch hier zeigt sich wieder, wie ähnlich, wenigstens äusserlich, die contactmetamorphischen Gesteine häufig solchen aus den archäischen Formationen werden können, denn die Köttwitzer Conglomerate ähneln den bekannten Obermittweidaer Conglomeraten A. Sauer's[5]) zum Verwechseln.

---

[1]) H. Rosenbusch, Steiger Schiefer. 1877, pag. 207 u. 248.

[2]) l. c. pag. 266—271.

[3]) Erl. zu S. Pirna. 1892, pag. 41.

[4]) F. Schalch, Erl. zu S. Oschatz-Wellerswalde, pag. 20.

[5]) A. Sauer, Ueber Conglomerate in der Glimmerschieferformation des sächs. Erzgebirges. Zeitschr. f. d. ges. Naturw. 1879, Bd. LII, pag. 706.

Digitized by Google

3. Andalusitglimmerfelse.

Andalusit oder Cordierit wurde in den eigentlichen krystallinen Grauwacken nicht beobachtet. Dagegen stellen sich im liegendsten Niveau der Formation bei Tronitz, Weesenstein und Oberseidewitz ausgedehnte Lager von einem ziemlich grobkörnig-schuppigen Andalusitglimmerfels ein, welcher vorwiegend aus Quarz, Andalusit, Biotit und Muscovit, ferner aus Cordierit, Turmalin und Magnetit besteht, seltener Orthoklas und Zirkon enthält. Dies Gestein erwähnt schon H. Rosenbusch[1]) aus dem Müglitzthal zwischen Weesenstein und der Papierfabrik. An gewissen Stellen, wie bei Weesenstein, bilden sich Andalusitglimmerschiefer und Muscovitschiefer heraus.

4. Gneissähnliche Contactgesteine.

In demselben geologischen Horizont auf der Strecke zwischen Goppeln und Tronitz werden diese andalusitreichen Gesteine durch feldspathreiche, häufig zugleich cordieritreiche, gneissähnliche Contactgesteine vertreten. Diese sind in einer bis 1·5 Kilometer breiten Zone hart am Syenit und zugleich sehr nahe am Lausitzer Granit entwickelt. Sie verdienen eine eingehendere Beschreibung.

In ihrer Zusammensetzung und Structur zeigen sie vielfachen Wechsel, immer aber sind sie feldspathreich und als Contactgesteine paläozoischen Alters ungewöhnlich grobkrystallin. Da sie zugleich vorherrschend eine deutliche Flaserung besitzen, ähneln sie äusserlich ganz ausserordentlich mittel- bis feinkörnigen Biotitgneissen und Cordieritgneissen der archäischen Formationen. Besonders reich an Cordierit und zugleich an Feldspathen ist das ziemlich grobkörnige Gestein in der Nähe der Chocoladefabrik im Lockwitzthal.[2]) Hier walten die bis 4 Millimeter grossen dunkelgrauen, schwach fettglänzenden Körner von Cordierit vor allen übrigen Componenten vor. Bei der Verwitterung bräunen oder röthen sich die dunkelgrauen Gesteine rasch. Die mikroskopische Untersuchung ergab als Hauptgemengtheile

[1]) H. Rosenbusch, Steiger Schiefer. 1877, pag. 249.

[2]) Dieses Gestein, sowie eine Auswahl anderer sächsischer Contactgesteine können durch die königliche Mineralienniederlage zu Freiberg in Sachsen bezogen werden.

Digitized by Google

aller dieser Gesteine Quarz, Plagioklas, Orthoklas, Biotit und meist auch Cordierit; mehr untergeordnet und zum Theil nur local betheiligen sich dagegen an ihrer Zusammensetzung Muscovit, Andalusit, Sillimanit, Turmalin, Apatit, Zirkon, Magnetkies, Magnetit und Graphit. Alle diese Mineralien besitzen eine Ausbildungsweise, welche dafür spricht, dass sie während der Contactmetamorphose entweder neu gebildet oder wenigstens in neuer Gestalt wieder ausgeschieden worden sind. Quarz und Feldspathkörner besitzen vorherrschend geradlinig-polygonale Begrenzung und nach allen Dimensionen gleichmässige Raumentwicklung. Sie treten untereinander zu Aggregaten von Pflaster-, oft sogar von Bienenwabenstructur zusammen. Bei den beiden Figuren 3 und 4, Taf. IX, welche nach Dünnschliffen mittelst Zeichnenprisma und mit theilweiser Zuhilfenahme von polarisirtem Licht von dem akademischen Zeichner und Custos Herrn Dr. F. Etzold in Leipzig ausgeführt wurden, tritt diese Structur deutlich hervor. Besonders ist sie in Fig. 3 entwickelt. Diese stellt das Dünnschliffbild eines feinkörnigen Gesteins dar, welches als dünne Bank dem an der Chocoladefabrik vorherrschenden mittelkörnigen Cordieritgestein zwischengeschaltet ist. Der Quarz enthält fast immer rundliche, ovale oder hexagonale Biotitschüppchen, aber nur sehr selten Flüssigkeitseinschlüsse. Der unter den Feldspathen vorherrschende wasserklare, oft deutlich zwillingsgestreifte Plagioklas beherbergt ebenso wie der Orthoklas mitunter sehr zahlreiche Biotitscheibchen und rundliche Quarzkörnchen. Der Orthoklas enthält ausserdem die zuerst von A. Sauer[1]) in Gesteinen des Meissner Contacthofes beschriebenen spindel- oder stabförmig erscheinenden Interpositionen.

Der Biotit bildet Schüppchen von unregelmässig lappigen Umrissen, mitunter bis über 1 Millimeter im Durchmesser. Häufig ordnen sie sich zu parallelen schmalen Zügen, welche die Cordierite umschmiegen, ganz wie in einem echten Gneisse. Sie erscheinen aber doch selten in ihren leistenförmigen Schnitten an den Enden derartig ausgefranzt, wie in jenen die Regel ist. Der Biotit führt nur selten Einschlüsse von Quarz, dagegen oft sehr zahlreiche, stark lichtbrechende, winzige Körnchen und Säulchen, wohl von Zirkon mit dunklen, stark pleochroitischen Aureolen. Behandelt man den Biotit lange Zeit mit Salzsäure, so dass er weisslich ausbleicht, so erhalten sich doch diese Höfe als

[1]) A. Sauer, Erl. zu S. Meissen, pag. 44.

Digitized by Google

scharfumrandete, kreisrunde dunkle Flecken mit demselben starken Pleochroismus, ganz wie das ähnlich E. Cohen [1]) von Biotiten in Granitporphyren und Gneissen berichtet. Bei der Zersetzung färbt sich der Biotit grünlich, und es scheiden sich in ihm Rutilnädelchen aus. Der Biotit ist darum reich an Titansäure. Es ist hierbei an den von P. Jannasch [2]) analysirten eisenreichen Magnesiaglimmer aus einem Hornfels von Gunildrud zu erinnern, welcher 3·40 Procent Titansäure enthält. Neben dem braunen tritt der farblose Glimmer in diesen Gesteinen sehr zurück. Auch er bildet Schüppchen mit rundlichlappigen Umrissen.

Der Cordierit formt sehr unregelmässige, mitunter etwas gestreckte Körner bis 4 Millimeter im Durchmesser. Nur seine kleinsten mikroskopischen Individuen zeigen bisweilen regelmässige, hexagonale Umrisse. Eine Drillingsbildung ist öfters angedeutet, verräth sich aber gewöhnlich nur durch eine sehr verschwommene Feldertheilung. Nur selten traten unter dem polarisirten Lichte an günstigen Schnitten die sechs Sectoren scharf hervor, häufig untereinander wie verzahnt. Die Substanz des unzersetzten Minerals ist völlig farblos und zeigt auch nach entsprechendem Glühen keinen Dichroismus. Nur einzelne, sehr kleine rundliche Partien des Cordierites ergaben auch, ohne geglüht zu sein, einen deutlichen Pleochroismus in zarten gelblichen Tönen. Diese Partien schienen Aureolen um äusserst winzige Einschlüsse zu bilden. Die Polarisationsfarben sind mässig lebhaft. Bei der längeren Behandlung mit Salzsäure bedeckt sich das Mineral mit mikroskopischen kurzen Aetzrissen. Unter den kleineren Individuen kommen fast einschlussfreie Exemplare vor, alle grösseren dagegen wimmeln von Interpositionen in der Weise, wie Fig. 4 es zeigt. Mitunter scheint die Masse der Einschlüsse diejenige des Cordierites zu überwiegen. Man erkennt unter ihnen rundliche Körnchen von Quarz, Scheibchen oder hexagonale Blättchen von Biotit, Schüppchen von farblosem Glimmer und Körnchen, sowie scharf hexagonal umrandete Kryställchen von Graphit. In einzelnen Fällen, bei denen die Cordierite geradlinige krystallographische Grenzlinien zeigten, be-

[1]) E. Cohen, Ueber pleochroitische Höfe im Biotit. Neues Jahrb. f. Min. 1888, Bd. I, pag. 165—169.

[2]) H. O. Lang und P. Jannasch, Beiträge zur Kenntnis der Eruptivgesteine des Christiania-Silurbeckens. Nyt Mag. f. Naturvidenskab. Sep.-Abdr. Christiania 1886, pag. 114.

Digitized by Google

merkte man eine parallele Orientirung der Biotitschüppchen zu diesen. Mitunter war auch eine gewisse zonare Anordnung der Interpositionen ersichtlich.

Durch Zersetzung färbt sich der Cordierit bei der Verwitterung des Gesteines dunkelölgrün und endlich gewöhnlich ziegelroth. Unter dem Mikroskop erhält man folgendes Bild von den Zersetzungsvorgängen: Im I. Stadium, welches aber mitunter direct vom II. ersetzt wird, färbt sich die farblose Substanz vom Rande der Körner und von Spaltrissen aus lichtkaffeebraun. Die braunen Partien, welche schliesslich das ganze Korn erfüllen können, verhalten sich optisch einheitlich, ähnlich wie der normale Cordierit. Die Färbung scheint nicht auf der Einwanderung eines Pigmentes, sondern auf vollständiger chemischer Umsetzung der Cordieritsubstanz zu beruhen. Aehnliche braune Partien beschrieb A. Wichmann[1]) am Aspasiolith bei Beginn der Zersetzung, desgleichen beim sogenannten harten Fahlunit und beim Pyrargillit. Im II. Stadium dringen ebenfalls vom Rande und von Spältchen aus zarte Schüppchen eines grünlichen, durch längere Behandlung mit Salzsäure zerstörbaren, chloritischen Minerals scheinbar vor, welche endlich die ganze ehemalige Cordieritmasse erfüllen. Im III. Stadium stellen sich grössere, oft in den Spalträumen quergestellte Blättchen von grünem Chlorit und von einem farblosen Glimmer ein, ähnlich wie es A. Wichmann[1]) am Gigantolith und J. Kikuchi[2]) am Cerasit beschrieben haben. In anderen Fällen erfolgt am Ende eine massenhafte Ausscheidung von Eisenocker.

Andalusit tritt in diesen Gesteinen weit seltener als Cordierit und dann gewöhnlich ohne dessen Begleitung auf. Ein Glimmerfels aus dem Preusserschacht bei Burgstädtel enthielt sowohl Cordierit, wie auch Andalusit und Sillimanit. Der Andalusit bildet unregelmässige, skelettartig von Quarz durchspickte, licht pfirsichblüthrothe Körner. Sillimanit findet sich gewöhnlich nur in zerstreuten Büscheln. Auch der Turmalin führt, wenn er in grösseren Körnern entwickelt ist, viele Einschlüsse, und zwar von Quarz und von Biotit. Apatit wurde

[1]) A. Wichmann, Die Pseudomorphosen des Cordierites. Zeitschr. d. d. geol. Gesellsch. 1874, XXVI, pag. 687, 690, 691, 689.

[2]) J. Kikuchi, On Cordierite as contact mineral. Journ. of the Science Coll. Tokyo 1890, Vol. III, Pt. IV, pag. 325.

Digitized by Google

in kurzen, gedrungenen Prismen, Zirkon in Körnchen und Säulchen beobachtet, Magnetkies in nur vereinzelten Klümpchen. Magnetit, dessen Kryställchen und Körnchen durch Behandlung mit Salzsäure von dem oben erwähnten Graphit unterschieden wurden, ist ziemlich spärlich zugegen.

Eine eigenartige Erscheinung in den gneissähnlichen Contactgesteinen des Lockwitzthales bilden lichtgefärbte, bis 1·5 Centimeter starke Trümer, welche wesentlich aus einem feinkörnig-krystallinen Gemenge von Quarz, Plagioklas und Orthoklas bestehen, aber auch Biotit und Cordierit enthalten. Diese Gemengtheile haben hier indessen eine ganz andere Ausbildungsweise wie in dem von diesen Trümern durchsetzten Gestein selbst. Im Quarz vermisst man die zahlreichen Biotite, findet dafür aber sehr reichliche Flüssigkeitseinschlüsse. Die grösseren, bis 1·5 Millimeter messenden Körner zerfallen im polarisirten Licht in optisch verschieden orientirte, untereinander mit welligen Rändern verbundene Individuen, durch welche die Züge von Flüssigkeitseinschlüssen ungestört hindurchgehen. Die bis 1·5 Millimeter grossen Orthoklase zeigen, wie im Nebengestein, die oben beschriebene Faserung. Die bis 3 Millimeter grossen Körner und Tafeln von Plagioklas enthalten Einschlüsse von Quarz, aber nicht von Biotit. Die Cordierite sind hier gänzlich frei von Einschlüssen, desgleichen die vereinzelten grossen Biotitblättchen. Die meist nur spannenlangen, zuweilen aber auf über 2 Meter Entfernung hin verfolgbaren Trümer durchziehen das Gestein öfters schräg zur Flaserung und zeigen in ihrem Verlauf Windungen, Knickungen und Fältelungen. An den Biegungsstellen ist weder in den Trümern, noch im umgebenden Gestein Kataklasstructur bemerkbar. Auch besteht keine auffällige Discontinuität zwischen der Masse der Trümer und derjenigen des Gesteins. Nirgends macht sich eine Zersetzung des letzteren am Trum bemerkbar, die auf Secretionsvorgänge schliessen lassen könnte. Die Trümer setzen z. B. an der Chocoladefabrik im Lockwitzthal im denkbar frischesten Gestein auf. Dieses letztere scheint mitunter in seiner Ausbildung dicht an den Trümern von diesen beeinflusst zu sein. Denn hier hat sich der Biotit reichlicher und in grösseren Schuppen ausgeschieden, welche annähernd parallel zum Salband des Trums sich gerichtet haben.

Vielleicht hat man die Entstehung dieser Trümer als letzte Phase der Contactmetamorphose zu betrachten. Sie sind vermuthlich gebildet

Digitized by Google

worden, als die Umkrystallisirung des Nebengesteins eben beendet war, indem infolge der Abkühlung sich Spaltrisse öffneten, welche durch die Absätze der immer noch reichlich vorhandenen Mineralsolutionen wieder ausgefüllt wurden. Die pag. 318 beschriebenen grobkrystallinen Kalkspathtrümer im Berggiesshübler Marmor scheinen eine ganz analoge Bildung zu sein.

Contactgesteine von sehr ähnlicher Zusammensetzung und grobkrystalliner Structur scheinen nach K. A. Lossen's[1]) Beschreibung die sogenannten Eckergneisse des Harzes zu sein, welche dieser Autor als veränderte Schiefer und Grauwacken des Culm erkannte. Gneissähnliche, aber minder grobkrystallin entwickelte Contactgesteine, wie diejenigen aus dem Lockwitzthal, beschrieben ferner A. Sauer[2]) aus dem Meissener Contacthof, sowie O. Herrmann und F. Weber aus dem contactmetamorphischen Grauwackengebirge der Lausitz. Besonders die feldspathführenden Quarz-Biotitschiefer, welche O. Herrmann[3]) vom Burkauer Berg bei Pulsnitz, E. Weber[4]) aus der Gegend von Radeberg schilderte, sowie auch die sogenannten „Weissenberger Gneisse", deren wahre Natur der Letztgenannte[5]) erkannte, werden im Habitus und in der Zusammensetzung sehr gneissähnlich. Die grösste Aehnlichkeit indessen haben mit den gneissähnlichen Gesteinen des Lockwitzthales die von W. Salomon[6]) untersuchten und Contactgneisse benannten Gebilde vom Adamello. Und doch ist die Genesis eine verschiedene. Während, wie wir sahen, unsere Gesteine entschieden aus Schichten der wahrscheinlich devonischen, sicher paläozoischen Weesensteiner Grauwackenformation hervorgegangen sind, hält W. Salomon jene für contactmetamorphisch veränderte wirkliche Gneisse.

---

[1]) K. A. Lossen im Jahrb. d. k. preuss. geol. Landesanst. 1888, pag. XXXVII u. pag. XLI.

[2]) A. Sauer, Erl. zu S. Meissen. 1889, pag. 54.

[3]) O. Herrmann, Erl. zu S. Pulsnitz. 1890, pag. 25.

[4]) E. Weber, Erl. zu S. Radeberg. 1890, pag. 11.

[5]) E. Weber, Weissenberger Gneisse. Neues Jahrb. f. Min. 1891, Bd. I, H. 2, pag. 211.

[6]) W. Salomon, Geologische und petrographische Studien am Monte Aviólo. Zeitschr. d. d. geol. Gesellsch. 1890, pag. 492—500.

Digitized by Google

II. Erscheinungen von Imprägnationsmetamorphose.

Die Erzlager von Berggiesshübel, welche eigentlich hier ihre richtige Stellung hätten finden müssen, wurden zugleich mit der Contactmetamorphose der Kalklager beschrieben, weil die Imprägnationserscheinungen, denen sie ihre Entstehung verdanken, mit jener innig zusammenhängen.

Ebenfalls an den Markersbacher Granitstock ist eine andere, ganz selbständige Gruppe von Erscheinungen ähnlicher Art geknüpft.[1]) An vielen Stellen, nämlich sowohl nahe an der Schiefergrenze, wie auch weiter im Inneren dieses Massives, fallen in dem lichtgrauen normalen Gestein dunkelfarbige Bänder in's Auge, in Wahrheit flächenförmige Gebilde, die sich oft zu ganzen Zügen schaaren, sich spitzwinkelig kreuzen oder parallel zu einander laufen, immer aber ein ziemlich steiles Einfallen besitzen. In diesen Bändern hat das Gestein eine abweichende Zusammensetzung. Es besteht hauptsächlich aus Quarz und einem dunkelgrünen Glimmer, ist also ein Greisen. Die Greisenbänder im Markersbacher Granitit gleichen völlig den Greisen- oder Zwittertrümern im Granit von Geyer, welche schon v. Charpentier[2]) so ausgezeichnet beschrieb und abbildete, und welche später A. Stelzner[3]) eingehend untersuchte. Sie stimmen ferner überein mit den Greisentrümern von Altenberg und Zinnwald, über welche zuletzt K. Dalmer[4]) ausführlich berichtet hat, und mit den ganz ähnlichen, von einer Greisenzone beiderseitig begleiteten Imprägnationsklüften in den Graniten von Cornwall, über welche E. Reyer[5]) alles Wissenswerte zusammengestellt hat.

Die beiden Abbildungen, Fig. 5 und 6, wurden nach der Natur nach Zwitterbändern gezeichnet, welche in grosser Zahl Granitblöcke am Nordabhang des Grossen Horns bei Berggiesshübel durchziehen. Sie stellen diese Gebilde auf dem Querbruch dar. Immer zeigt sich auf diesem in den Streifen eine mehr oder minder deutlich

---

[1]) Zuerst beschrieben in den Erl. zu S. Berggiesshübel. 1889, pag. 27—30.

[2]) v. Charpentier, Mineralogische Geographie der churSächsischen Lande. 1778, pag. 205 ff., Taf. 3.

[3]) A. Stelzner, Die Granite von Geyer und Ehrenfriedersdorf. Freiberg 1865, pag. 42.

[4]) K. Dalmer, Erl. zu S. Altenberg-Zinnwald. 1890, pag. 74 ff.

[5]) E. Reyer, Zinn. 1881, pag. 106 ff.

Digitized by Google

markirte Mittellinie, oft nur als haarfeine, besonders glimmerreiche Naht, oder auch als enge Kluft, längs deren der Granit beim Steinbruchbetrieb sich ablöst. Andere Greisenbänder begleiten als Seitenzonen ein wesentlich aus Quarzkörnchen gebildetes Trum oder einen deutlich bilateral aufgebauten, bis 1 Centimeter breiten Quarzgang. Die grössten Anschwellungen der Greisenzonen, welche man besonders an den Kreuzungen antrifft, betragen höchstens 10 Centimeter.

Dort, wo der umgebende Granit zuweilen feinkörnig ist und porphyrische Quarze enthält, finden sich diese auch im Zwitter vor. Der granitische Quarz ist darum bei der Umwandlung des normalen Gesteins nicht mit betroffen worden. Dagegen wurde der Feldspath zerstört und Quarz und grüner Glimmer ausgeschieden. Als charakteristische Uebergemengtheile dieser Greisenbänder, welche ebenfalls nur durch eine Imprägnation von den medianen Spalten aus entstanden sein können, wurden folgende Mineralien bestimmt: Topas und Zinnstein, beide nur in mikroskopisch kleinen Körnchen, ferner Molybdänglanz, Zinkblende, Turmalin und Flusspath. Alle mit Ausnahme des Flusspathes fehlen im normalen Granit.

Ueber einen ebenfalls Zinnstein führenden, mit Imprägnationserscheinungen verknüpften Gangtrümerzug, welcher das Mutter Gottes-Magneteisenerzlager zu Berggiesshübel durchsetzt, berichteten H. Müller und A. Stelzner.[1])

Haarfeine Trümer von Turmalin, Zinnstein und Topas fand endlich der Verfasser im feldspathreichen Biotithornfels dicht am Turmalingranit von Gottleuba auf.[2])

Rückblick.

Folgende allgemeine Beobachtungen und Schlüsse erhalten durch unsere Untersuchungen der Contacthöfe des Elbthalgebirges eine erneute Bestätigung:

Wie an zahlreichen anderen Punkten der Erde stellen auch die Granite und Syenite dieses Gebietes Intrusivmassen dar, welche

---

[1]) H. Müller, Ueber die Erzlagerstätten der Umgegend von Berggiesshübel, pag. 55.

[2]) R. Beck, Erl. zu S. Berggiesshübel, pag. 49.

Digitized by Google

zum Theil jetzt noch von Schiefergebirge verhüllt werden, ursprünglich aber sehr wahrscheinlich überhaupt nicht die Erdoberfläche erreicht hatten.

Die Art der Contactmetamorphose der Sedimente hängt ganz vom ursprünglichen petrographischen Charakter jeder einzelnen Schicht ab, sowie von der Grösse der Entfernung zwischen dem betreffenden Gestein und dem Eruptivstock, nicht aber von der petrographischen Individualität eines jeden Massives. Die Umwandlung besteht theils in einer Umkrystallisirung bereits vorhandener Mineralien, theils in einer Neubildung von solchen aus vorhandenem chemischen Material. Nur bei der Entstehung der Erzlager von Berggiesshübel ist die Annahme einer Stoffzufuhr von der Granitgrenze her unbedingt nöthig. Die Contactmetamorphose war nicht mit einer plötzlichen und totalen Aenderung des ursprünglichen Aggregatzustandes der Sedimente, etwa einer Einschmelzung, verknüpft, denn die ehemalige Verschiedenheit von oft nur sehr schmalen benachbarten Schichten spiegelt sich auch in den Contactgesteinen derselben Complexe von Sedimenten wieder, und dicht am Granit konnten die Gerölle der Köttwitzer Conglomerate ihre ursprüngliche Form bewahren, ähnlich wie wir das seit Pouillon[1]) und Brögger[2]) von Petrefacten wissen.

Die folgende Tabelle gibt eine Uebersicht der gesteinsbildenden Mineralien von nachweisbar contactmetamorphischer Entstehung aus dem Elbthalgebirge. Den Contactgesteinen ist das ursprüngliche Gestein in Parenthese beigesetzt. Die Producte der Imprägnationsmetamorphose, so besonders die Kupfererze u. s. w. der Erzlager von Berggiesshübel, sowie Mineralien auf Klüften, Zersetzungsproducte und zweifelhafte Vorkommnisse sind nicht mit aufgeführt. Durch einen — ist das Vorhandensein angezeigt.

Leipzig, 1. März 1893.

---

[1]) Pouillon beschreibt schon 1838 Chiastolithschiefer mit Fossilien von Salles du Rohan in der Bretagne. Bullet. de la soc. géol. de France. X, pag. 227 ff. (nach W. C. Brögger).

[2]) W. C. Brögger, „Ueber neue Vorkommnisse von Vesuvian und Chiastolith in Norwegen. Zeitschr. d. d. geol. Gesellsch. 1876, pag. 69—74.

W. C. Brögger, Die silurischen Etagen 2 und 3 im Christianiagebiet und auf Eker. 1882, pag. 370.

Digitized by Google

Tabelle

der contactmetamorphischen gesteinsbildenden Mineralien des Elbthalgebirges.

Mineralien	Fruchtschiefer (Phyllit)	Andalusitglimmerfels (Phyllit, Thonschiefer)	Biotitgneiss (Chloritgneiss)	Feldspathführender Hornfels (Feldspathführender Quarzit)	Knotenschiefer (Thonschiefer)	Hornfels (Thonschiefer)	Graphitquarzit (Kieselschiefer)	Krystalline Grauwacke (Grauwacke)	Marmor, Kalksilicatgestein (Kalkstein)	Amphibolitisirter Diabas (Diabas)	Amphibolitisirter Diabastuff (Diabastuff)	Gneissähnliche Contactgesteine (Unbestimmbare paläozoische Schiefergesteine)
Quarz	·	—	—	—	—	—	—	—	·	—	—	—
Biotit	—	—	—	—	—	—	—	—	·	—	—	—
Muscovit	—	—	·	·	—	—	·	—	·	·	—	—
Plagioklas	·	·	·	—	·	·	·	·	·	—	·	—
Orthoklas	·	—	·	·	·	·	·	·	·	·	·	—
Andalusit	·	—	·	·	·	·	—	·	·	·	·	—
Chiastolith	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	—
Sillimanit	·	—	·	·	·	·	·	·	·	·	·	—
Cordierit	·	·	·	·	—	—	·	·	·	·	·	—
Gemeine, grüne Hornblende	·	·	·	·	·	·	·	·	—	—	—	·
Aktinolithartige Hornblende	·	·	·	·	·	·	·	·	·	—	—	·
Tremolit	·	·	·	·	·	·	·	·	—	·	—	·
Anthophyllit	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	—	·
Malakolith	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	—	·
Granat	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	—	·
Epidot	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	—	·
Turmalin	·	·	—	—	—	—	—	·	·	·	—	·
Graphit	·	·	·	·	·	—	—	·	·	·	·	·
Titanit	·	·	·	·	·	·	—	·	·	·	·	·
Rutil	·	·	·	·	—	·	·	·	·	·	·	·
Brookit	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·	·
Magnetit	—	·	·	·	·	·	·	·	—	—	—	—
Schwefelkies	·	·	·	·	—	·	—	·	—	—	—	—
Magnetkies	·	·	·	·	·	·	—	·	—	—	—	—

Digitized by Google

Erklärung der Tafel IX.

Fig. 1. Profil durch den Blauberg am Lockwitzthal mit dem Preusserschacht 1 : 25.000. Von Südwesten nach Nordosten. *S* Syenit, *ho* Biotithornfels, *gs* Graphitquarzit, *kn* Knotenschiefer, *acg* Andalusit- und cordieritführender Glimmerfels, *R* Rothliegendes.

Fig. 2. Profil an der Westwand eines Steinbruches an der Panoramahöhe bei Berggiesshübel. Die dunkelgehaltenen Partien schieferiger Andalusitglimmerfels, die hellen fein- und mittelkörniger Granitit. Länge gegen 10 Meter.

Fig. 3. Dünnschliff eines feinkörnigen, feldspathreichen, gneissähnlichen Contactgesteines mit Camera lucida und Hartnack Ob. 5, Oc. I gezeichnet. *o* faseriger Orthoklas, *p* Plagioklas, beide mit Einschlüssen von Quarz und Biotit, *q* Quarz, vielfach mit Biotiteinschlüssen, *b* Biotit. Typische Pflasterstructur.

Fig. 4. Dünnschliff eines grobkrystallinen, an Cordierit reichen, gneissähnlichen Contactgesteines quer zur Flaserung. Cam. luc., Hartnack Ob. 3, Oc I. *c* Cordierit, wimmelnd von Einschlüssen von Quarz, Biotit und Graphit, *m* Muscovit, *b* Biotit mit pleochroitischen Höfen und Zirkoneinschlüssen, sonst wie beim vorigen.

Fig. 5 und 6. Greisen-Imprägnationstrümer im Markersbacher Granitit vom grossen Horn, in Fig. 5 znm Theil mit medianem Quarzgang. Profilhöhe 0·7 Meter.

Digitized by Google

XVI. Ueber die Zonarstructur der Plagioklase.

Von **Dr. Richard Herz** in Berlin.

Gelegentlich der Untersuchung südamerikanischer Andesite wurde ich durch die in diesen Gesteinen vorzüglich entwickelte Zonarstructur der Plagioklase veranlasst, dieser Erscheinung mein besonderes Augenmerk zuzuwenden. In Uebereinstimmung mit den früheren Beobachtungen Anderer fand ich [1]), dass innerhalb einer Zone die Auslöschungsschiefe von der inneren Grenzfläche nach der äusseren continuirlich abnimmt, dass also die Zonen an ihrer Innenseite aus einem relativ basischen Feldspath bestehen, während nach aussen zu die Zusammensetzung sich dem Albit immer mehr nähert, und ich nahm als Ursache der Zonenwiederholung Strömungen im Magma an. Durch diese werden bereits ausgeschiedene Feldspathe an Stellen im Magma geführt, an welchen noch unausgeschiedene Feldspathsubstanz vorhanden ist, die sich als eine neue Zone auf dem Krystall niederschlägt.

In einer kürzlich erschienenen Arbeit über Gesteine des Siebengebirges bespricht Grosser ebenfalls die Zonarstructur der Feldspathe. [2]) Er weist hierbei die von mir angenommene Erklärung der Zonenwiederholung durch Wandern der Krystalle zurück und bezweifelt überhaupt, dass die Erscheinung durch eine verschiedene chemische Zusammensetzung der den Krystall aufbauenden Schichten hervorgerufen wird. Ihm erscheint „die Annahme gerechtfertigter, dass die Substanz der einzelnen Krystallzonen dieselbe, die krystallographische Orientirung aber verschieden ist", jedoch bringt er für diese Annahme keinerlei Beweise bei. Hierdurch sah ich mich veranlasst, die Untersuchung über die Zonarstructur der Plagioklase noch einmal aufzunehmen, um, wenn möglich, die Frage zu ent-

[1]) R. Herz, Die Gesteine der ecuatorianischen Westcordillere vom Pululagua bis Guagua-Pichincha. Berlin 1892, pag. 31. Separatabdruck aus: W. Reiss und A. Stübel, Reisen in Südamerika. Das Hochgebirge der Republik Ecuador. I. Petrographische Untersuchungen. 1. Westcordillere, pag. 101.

[2]) P. Grosser, Die Trachyte und Andesite des Siebengebirges. Diese Mittheilungen. 1893, XIII, pag. 70.

Digitized by Google

scheiden, ob die Zonen eine verschiedene oder die gleiche krystallographische Orientirung zeigen. Letzteres muss angenommen werden, wenn es gelingt, nachzuweisen, dass die Flächen der zonaren Plagioklase durch die Zonen hindurch dieselbe krystallographische Bedeutung behalten, während ein Uebergang von Flächen in andere für verschiedene krystallographische Orientirung sprechen würde. Die Ausführungen in meiner oben angeführten Arbeit haben den ersteren Fall zur Voraussetzung, doch glaubte ich damals auf eine besondere Begründung dieser Auffassung der Zonarstructur verzichten zu dürfen, da sie die allgemein verbreitete ist.

Die hierzu vorgenommenen Untersuchungen bezogen sich auf die optischen Eigenschaften, besonders die Erscheinungen im convergenten Licht und auf die Spaltbarkeit zonarer Plagioklase und wurden an ecuatorianischen Andesiten im mineralogisch-petrographischen Institut zu Berlin angestellt.

Die Untersuchungen im convergenten Licht bezweckten festzustellen, ob Auslöschungsschiefe und Erscheinung im convergenten Licht in Einklang stehen unter der Annahme, dass der Zonenbau und damit die Auslöschungsschiefe an den verschiedenen Stellen durch verschiedene chemische Zusammensetzung hervorgerufen wird. Zur Untersuchung eignen sich besonders Schnitte nach dem seitlichen Pinakoid, wie solche in den Dünnschliffen der Andesite ziemlich häufig anzutreffen sind; doch ist zu bemerken, dass nur bei wenigen Krystallen die Zonen eine genügende Breite besitzen, um verschiedene Schichten einer Zone im convergenten Licht untersuchen zu können. Die Beobachtung zeigte nun, dass auf dem seitlichen Pinakoid stets das Curvensystem um die positive Mittellinie erscheint, und zwar annähernd centrisch an Stellen, deren Auslöschungsschiefe die des Oligoklas ist, während mit wachsender (negativer) Auslöschungsschiefe auch die Neigung der Mittellinie gegen die Flächennormale zunimmt. Als Beispiel seien die Beobachtungen an zwei Krystallen angeführt, beide stammen aus Amphibolpyroxenandesit vom Pichincha.

Der erste Krystall besass eine Zone von genügender Breite, ihre Auslöschungsschiefe betrug an der Aussenseite — 5°, an der Innenseite — 17°. Im convergenten Licht zeigte sich Folgendes: In den äusseren Partien der Zone trat das Curvensystem um die positive Mittellinie annähernd centrisch aus, in der Diagonalstellung

Digitized by Google

lagen beide Axenbalken ausserhalb des Gesichtsfeldes; in den inneren Schichten der Zone war dagegen die Mittellinie bedeutend stärker geneigt, so dass in der Diagonalstellung ein Axenbalken mit seinem Scheitel in's Gesichtsfeld fiel. Auslöschungsschiefe wie Erscheinung im convergenten Licht weisen also übereinstimmend für die Aussenseite auf einen an der Grenze von Oligoklas und Andesin stehenden Feldspath, für die Innenseite auf Labradorit. Den Kern dieses Krystalls bildet ein einheitliches Feld mit der Auslöschungsschiefe — 10° (Andesin), in ihm ist die Mittellinie wenig geneigt, in der Diagonalstellung liegen beide Axenbalken ausserhalb des Gesichtsfeldes. Der zweite Krystall besass ebenfalls eine breite Zone; an der Aussenseite mit der Auslöschungsschiefe — 5° stand die positive Mittellinie fast senkrecht, während an der Innenseite die Auslöschungsschiefe — 25° betrug und hier die Mittellinie so stark geneigt war, dass in der Diagonalstellung der eine Axenbalken ziemlich weit in's Gesichtsfeld hineinragte.

Es ergibt sich also, dass die Erscheinungen im convergenten Licht immer die desjenigen Plagioklases sind, welcher dieselbe Auslöschungsschiefe besitzt wie die betreffende Stelle der Zone, ein Zusammentreffen, welches entschieden für Wechsel in der chemischen Zusammensetzung bei gleich bleibender krystallographischer Orientirung spricht.

Durch die Untersuchung der Spaltbarkeit sollte festgestellt werden, ob die den Spaltrissen entsprechenden Flächen ungestört durch die Zonen hindurchgehen oder, wie es bei Aenderung in der krystallographischen Orientirung der Fall sein müsste, in den Zonen ihre Richtung ändern. Auf Schnitten nach $\infty\breve{P}\infty$ (010) treten die Spaltrisse nach der Basis als scharfe, geradlinig verlaufende Risse hervor, welche ganze Zonen durchsetzen, ohne die geringste Abweichung in ihrer Richtung zu zeigen. Die Spaltbarkeit nach dem seitlichen Pinakoid ist im Gesteinsschliff nur an wenigen Krystallen deutlich zu erkennen, zeigt aber nicht die geringste Beeinflussung durch die Zonenstructur. Deutlicher ist der ungestörte Verlauf des seitlichen Pinakoids durch die Zonen hindurch an der bei jedem Krystall auftretenden Verzwillingung nach dem Albitgesetz zu erkennen, indem die Zwillingsgrenzen geradlinig den ganzen Schnitt durchsetzen, ohne jede Abweichung in den Zonen. Dagegen ist die prismatische Spaltbarkeit wegen der groben und selten geradlinig

Digitized by Google

verlaufenden Risse, in denen sie sich im Gesteinsschliff zeigt, für vorliegende Zwecke nicht verwendbar. Der Verlauf der Spaltrisse und der Zwillingsgrenzen zeigt somit, dass zwei Flächen, Basis und seitliches Pinakoid, ungestört durch die Zonen hindurch gehen. Die Abweichungen, welche durch die Verschiedenheit der Axenwinkel bei den Feldspathvarietäten bedingt sein müssten, sind zu unbedeutend, um in der Richtung der Spaltrisse hervorzutreten. Behalten nun zwei Flächen durch den ganzen Krystall dieselbe krystallographische Bedeutung bei, so beweist dies, dass sich alle Theile des Krystalls in Parallelstellung befinden, für den vorliegenden Fall also, dass die Zonen nicht auf verschiedener krystallographischer Orientirung beruhen können.

Die sicherste Entscheidung darüber, ob die Schichten eines zonaren Plagioklases verschiedene Zusammensetzung haben, wäre von einer chemischen Untersuchung zu erwarten. Es liegen bereits mehrfache Beobachtungen und Versuche vor, aus welchen hervorgeht, dass die Angreifbarkeit für chemische Agentien eine zonar verschiedene ist. Dies beweist zunächst die häufig auf einzelne Zonen beschränkte Verwitterung bei Plagioklasen. Auch bei der Opalisirung von zonaren Plagioklasen ist die Umwandlung bei nicht zu weit vorgeschrittener Zersetzung auf einzelne Zonen beschränkt, wie dies Küch aus colombianischen Andesiten beschreibt und abbildet.[1])

Zeigt sich hierin die verschiedene Widerstandsfähigkeit der Schichten zonarer Plagioklase gegen zersetzende Einflüsse, so lehrten Aetzversuche an frischen Krystallen, dass stets die Partien mit der grössten negativen Auslöschungsschiefe am meisten angegriffen werden. Törnebohm[2]) fand, dass die Anorthite aus dem Diorit von Rädmansö von einer weniger durch Säure zersetzbaren Plagioklassubstanz rindenartig umgeben waren. Küch[3]) ätzte Plagioklase aus colombianischen Andesiten und Daciten mit Salzsäure und fand, dass die

[1]) W. Reiss und A. Stübel, Reisen in Süd-Amerika. Geologische Studien in der Republik Colombia. I. Petrographie. 1. Die vulcanischen Gesteine. Bearbeitet von R. Küch. Berlin 1892, pag. 31 und Taf. I, Fig. 3.

[2]) A. E. Törnebohm, Ueber die wichtigeren Diabas- und Gabbrogesteine Schwedens. Neues Jahrb. für Min. 1877, pag. 392.

[3]) R. Küch, l. c. pag. 26 und Taf. V, Fig. 2.

Digitized by Google

inneren Partien der Zonen stärker angegriffen wurden als die äusseren, deren Auslöschungsschiefe geringer war als die der inneren. Auch Flussäure gegenüber konnte ich an Plagioklasen aus ecuatorianischen Andesiten dasselbe Verhalten beobachten.[1]) Bréon[2]) behandelte Plagioklase von Krakatau, deren Auslöschungsschiefen zwischen der des Anorthit und Labrador lagen, mit heisser Salzsäure und färbte mit Fuchsin. Die Partien mit der Auslöschungsschiefe des Anorthit färbten sich, während die mit der Labrador-Auslöschungsschiefe intact blieben. Bréon schliesst hieraus, dass die Zonenstructur der Plagioklase auf einer differenten chemischen Zusammensetzung beruhen müsse und nicht durch Zwillingsbildung im Sinne von Michel-Lévy's Theorie hervorgerufen sein könne.

Aus den zuletzt angeführten Beobachtungen ergibt sich, dass die chemische Zusammensetzung eine zonar verschiedene ist. Da dies vollkommen ausreicht zur Erklärung der Erscheinungen, welche zonare Plagioklase zeigen, so liegt kein Grund vor, Aenderungen in der krystallographischen Orientirung anzunehmen. Berücksichtigt man ausserdem noch, dass die Erscheinungen im convergenten Licht und die Spaltbarkeit sehr entschieden für gleiche krystallographische Orientirung aller Schichten sprechen, so dürfte diese wohl kaum noch in Frage zu stellen sein.

Zum Schlusse noch einige Worte der Vertheidigung gegen Grosser's Vorwurf, ich muthe dem Magma ein „undenkbares Verhalten" zu, indem ich die Zonenwiederholung durch Strömungen im Magma erkläre. Der Vorwurf wäre berechtigt, hätte ich wirklich, wie Grosser schreibt, „ruckweise" Strömungen im Magma angenommen, davon findet sich jedoch in meiner Arbeit kein Wort. Ich habe nur von Strömungen gesprochen, durch welche ein Wandern der bereits ausgeschiedenen Krystalle bedingt ist, und dass thatsächlich im Magma, auch noch nach Beginn des Ausscheidungsprocesses, Strömungen stattfinden, wird sich Angesichts der zahlreichen zerbrochenen Krystalle, deren Bruchstücke oft weit auseinander geführt sind, sowie besonders der so häufig zu beobachtenden Fluidalstructur wohl kaum in Abrede stellen lassen. Natürlich kann diese Erklärung der Zonenwiederholung nur unter

[1]) Aehnliches beobachtete F. Becke; vergl. diese Mitth. XII, 1891, pag. 257.

[2]) R. Bréon, Sur l'association cristallographique des feldspaths tricliniques. Comptes rendus. 1886, CIII, pag. 170.

Digitized by Google

der Voraussetzung Giltigkeit haben, dass die Zonen auf wechselnder chemischer Zusammensetzung beruhen, was, wie ich glaube, durch die oben mitgetheilten Beobachtungen mit genügender Sicherheit bewiesen wird. Es soll hiermit jedoch Aenderungen in der Temperatur und im Druck nicht der ihnen zukommende Einfluss auf die Ausbildung der Zonarstructur abgesprochen werden, vielmehr lässt sich annehmen, dass diese beiden bei der Gesteinsverfestigung so hervorragend betheiligten Factoren auch bei der Zonenbildung eine Rolle spielen.

Digitized by Google

XVII. Literatur.

Krystallographie, Physik, Chemie.

Brauns R.: 1. Ueber das Verhalten der Titansäure gegen Phosphorsalz vor dem Löthrohr. 2. Berichtigung. — Neues Jahrb. f. Min. etc. 1892, Bd. II.

Busatti L.: Contribuzioni chimico-mineralogiche e petrographiche. — Atti della Soc. Toscana di Scienze Naturali. Memorie. Vol. XIII.

Fedoroff E.: Question sur le minimum des surfaces dans la théorie de la symétrie. — S. Petersburg. 1893.

Goldschmidt V.: Löthrohrbeschläge auf Glas. — Zeitschr. f. Kryst. XXI. 4. 1893.

Derselbe: Phosgenit von Monteponi. — Zeitschr. f. Kryst. XXI, 4, 1893.

Gooch F. A. and Browning P. E.: On the determination of Jodine in Haloid salts by the action of Arsenic acid. — Am. Journ. of Sc. Vol. XLV, April 1893.

Hillebrand W. F.: Ein weiteres Beispiel der Isomorphie von Thonerde u. Uran-Dioxyd. — Zeitschr. f. anorg. Chemie. Bd. III (1893).

Jannettaz M. P.: Sur les figures électriques produits à la surface des corps cristallisés. Compt. rend. T. CXVI, Nr. 7.

Liebisch Th.: Ueber die Spectralanalyse der Interferenzfarben optisch zweiaxiger Krystalle. I. — Göttinger Nachrichten Nr. 7, 1893.

Link G.: Ueber das Krystallgefüge des Meteoreisens. — Ann. des k. k. nat. Hofmus. Bd. VIII, Heft 1.

Mach E. und Doss B.: Bemerkungen zu den Theorien der Schallphänomene bei Meteoritenfällen. — Sitzungsber. d. k. Akad. d. Wiss. Wien, math.-naturw. Cl. Bd. CII, Abth. II, April 1893.

Nordenskjöld O.: Krystallographische Untersuchung einiger o-Nitro- und o-Amidobenzylderivate. — Bull. of the Geol. Inst. of the Univ. of Upsala. Vol. I, Nr. 1, 1892.

Schwarz W.: Beiträge zur Kenntnis der umkehrbaren Umwandlungen polymorpher Körper. — Eine von der philosoph. Facultät der Universität Göttingen gekrönte Preisschrift. — Göttingen 1892.

Schroeder van der Kolk: Beiträge zur Kenntnis der Mischkrystalle von Salmiak und Eisenchlorid. — Zeitschr. f. phys. Chemie. XI, 2.

Mineralogie.

Barvíř H.: Quarzin von Heřman Městec. — Sitzungsber. d. kgl. böhm. Ges. d. Wiss., mathem.-nat. Classe, 1893, XIII.

Baumhauer H.: Krystallographische Notizen: 1. Gelber Diopsid von Graubünden. — 2. Deutlich hemiedrische Binnitkrystalle. — 3. Ueber einen Zwillingskrystall von Jordanit. — Zeitschr. f. Kryst. XXI, 3, 1893.

Brunlechner A.: Neuere Mineralfunde in Kärnten. — Jahrb. des kärntner. naturhist. Museums. 12. H., 1893.

Flink G.: Om några mineral från Grönland. — Geol. Fören. in Stockholm Förhandl. Bd. XV, Heft 4, 1893.

Digitized by Google

Hatle E.: Fünfter Beitrag zur mineralogischen Topographie der Steiermark. — Mitth. d. naturw. Ver. f. Steiermark. Jahrg. 1891.

Hussak E.: Ueber Brazilit. — Neues Jahrb. f. Min. etc. 1893, Bd. I.

Kokscharow N. v.: Materialien zur Mineralogie Russlands. — XI. Band, pag. 97 bis 138 (Nekrolog).

Luzi W.: Ueber die Ursache der schwarzen Farbe der Steinkohlen und Anthracite. — Berg- und Hüttenmännische Zeitung. LII. Jahrg., Nr. 12, 24. März 1893.

Pisani F.: Les minéraux usuels et leur essai chimique sommaire. Paris, G. Masson.

Scheerer F.: Studien am Arsenkiese. — Mitth. d. mineralog. u. petrogr. Institutes d. Universität Strassburg. Nr. 23. — Zeitschr. f. Kryst. XXI, 4, 1893.

Sjögren H.: Contributions to Swedish Mineralogy. I. — Bull. of the Geolog. Inst. of the Univ. of Upsala. Vol. I, Nr. 1, 1892.

Struever G.: Sui minerali del Granito di Alzo. — Rend. R. Accad. dei Lincei. Vol. I, 2°. sem., fasc. 11, 1892.

Derselbe: Sopra alcune miche del Lazio. — Rend. R. Accad. dei Lincei, Vol. II, 1°. sem., Febbr. 1893.

Petrographie, Geologie.

Andersson J. G.: Note on the Occurrence of the Paradoxides ölandicus-Zone in Narike. — Bull. of the Geolog. Institution of the University of Upsala. Vol. I, Nr. 1, 1892.

Bergt W.: Ueber einen Kieseloolith aus Pennsylvanien. — „Isis." Dresden 1892.

Bücking H.: Der nordwestliche Spessart. — Abh. d. preuss. geolog. Landesanstalt. Neue Folge, 12. Heft, 1892.

Busatti L.: Alcune rocce delle pendici nordoccidentali della Sila (Calabria). Proc. verb. della Soc. Toscana di Sc. Nat. 5. März 1893.

Canaval R.: Notizen über die Eisenstein-Bergbaue Oberkärntens. — II. Radenthein. Carinthia. II, Nr. 5, 1891.

Derselbe: Das Erzvorkommen am Umberg bei Wernberg in Kärnten. — Jahrb. d. kärntner. nat.-hist. Museums. XXII. Heft.

Chelius: Das Granitmassiv des Melibocus und seine Ganggesteine. Betrachtungen über die Entstehung des Odenwaldes. Das Pliocän im Kessel von Michelstadt im O. Ist eine Conchylienfauna des echten Löss bekannt? Mechanische Analysen von Bodenarten des Blattes Rossdorf. — Notizbl. d. Ver. f. Erdk. z. Darmst. und d. mittelrh. geolog. Ver. IV. Folge, 13. Heft.

Cross W.: On a Series of Peculiar Schists near Salida, Colorado. — Col. Sc. Soc. Denver. January 2, 1892.

Derby O. A.: Is the Sao Francisco Do Sol (Santa Catharina) Iron a Meteorite? — „Science." New-York, Nr. 4, 1892

Duparc L. und Mrazec L.: Sur quelques bombes volcaniques de l'Etna des éruptions de 1866 et 1892. — Arch. des Scienc. phys. et nat. III. pér. Tom. XXIX. Mars 1893.

Dieselben: Sur un schiste à chloritoide des Carpathes. — Comptes rendus; 13 mars 1893.

Frosterus B.: Om en diabas in Föglö i den åländska skärgården. — Geolog. Fören. in Stockholm Förhandl. Bd. XV, H. 4, 1893.

Digitized by Google

Graeff F. und Brauns R.: Zur Kenntnis des Vorkommens körniger Eruptivgesteine bei Cingolina in den Euganeen bei Padua. — Neues Jahrb. f. Min. etc. 1893, Bd. I.

Hillebrand W. F.: Zinc-bearing spring waters from Missouri. — Am. Journ. of Sc. Vol. XLIII, May 1892.

Hobbs W. H.: Phases in the Metamorphism of the Schists of Southern Berkshire. — Bull. Geolog. Soc. of America. Vol. IV, pag. 167—178, 1893.

Katzer F.: Ueber eine Kalkeinlagerung in den glimmerigen Grauwackenschiefern 2c des böhmischen Untersilurs. — Jahrb. d. k. k. geolog. Reichsanstalt. 1892, XLII. Bd., 4. H.

Klemm G.: Die Gliederung des Schwemmlandes am unteren Main. — Notizbl. d. Ver. f. Erdk. zu Darmst. u. d. mittelrh. geolog. Ver. IV. Folge, 13. Heft.

Koch A.: Geologische Beobachtungen an verschiedenen Punkten des siebenbürgischen Beckens. — Ertesitö. II. Természettudományi szak. 1893.

Laube G. C.: Die Entstehung des Ackerbodens. — Sammlung gemeinnütziger Vorträge. Nr. 174, Prag. 1893.

Lindgren W.: A Sodalite-Syenite and Other Rocks from Montana. — With Analyses by Melville W. H. — Am. Journal of Sc. Vol. XLV, April 1893.

Löwl F.: Die Tonalitkerne der Rieserferner in Tirol. — Petermann's Mitth. 1893, Heft IV u. V.

Nies: Ueber Münzmetalle und sogenannte Ausbeutemünzen. — Jahreshefte des Ver. f. vaterl. Naturk. in Württemb. 1893.

Nordenskjöld O.: Zur Kenntnis der sogenannten Hälleflinten des nordöstlichen Smålands. — Bull. of the Geolog. Inst. of the Univ. of Upsala. Vol. I, Nr. 1, 1892.

Roth Friedrich: Die Tuffe der Umgegend von Giessen. — In.-Diss. Giessen 1892.

Salomon W.: Ueber den geologischen Bau und die Fossilien der Marmolata. — Verh. d. k. k. geolog. Reichsanstalt. 1893, Nr. 4.

Schmidt C.: Ueber zwei neuere Arbeiten betreffend die Geologie des Kaiserstuhles im Breisgau. — Verh. d. naturf. Ges. Basel, X. Bd., 2. H., 1893.

Derselbe: Métamorphose des roches alpines. — Arch. des Sc. physt. et natur. Troisième période, T. XXVIII, Nov. 1892, pag. 450.

Szádeczky J. v.: Zur Kenntnis der Eruptivgesteine des siebenbürgischen Erzgebirges. — „Földtani Közlöny." XXII. Bd., 1892.

Teller F.: Ueber den sogenannten Granit des Bachergebirges in Südsteiermark. — Verh. d. k. k. geolog. Reichsanstalt. Nr. 7, 1893.

Vacek M.: Ueber die krystallinischen Inseln am Ostende der alpinen Centralzone. — Verh. d. k. k. geolog. Reichsanstalt. Nr. 15, 1892.

Whittle Ch. L.: Some dynamic and metasomatic phenomena in a metamorphic Conglomerate in the Green Mountains. — Bull. of the geolog. Soc. of Am. Vol. IV, pag. 147—166.

Wiman C.: Ueber das Silurgebiet des Bottnischen Meeres. I. — Bull. of the Geolog. Inst. of the Univ. of Upsala. Vol. I, Nr. 1, 1892.

Zirkel F.: Lehrbuch der Petrographie. Zweite, gänzlich umgearbeitete Auflage. I. Bd., 1893; bei W. Engelmann, Leipzig.

Digitized by Google

Zuber R.: Informe sobre los terrenos petroliferos del departamento de San Rafael (Provinzia de Mendoza). — Bol. de la Acad. Nacional de Cilenias de Cordoba. Tomo XII, pag. 321, Buenos Aires 1892.

Bayley W. S.: A Summary of Progress in Mineralogy and Petrography in 1892. — „Am. Naturalist." 1893.

Bulletin of the Geological Institution of the University of Upsala. Vol. I, Nr. 1, 1892. Edited by Hj. Sjögren.

Hauer F. v.: Annalen des k. k. naturhistorischen Hofmuseums. — Jahresbericht für 1892. Wien 1893.

Katzer F.: Ottomar Novák †. — Neues Jahrb. f. Min. etc. 1893, Bd. I.

Stache G.: Jahresbericht der k. k. geologischen Reichsanstalt für 1892. — Wien 1893.

Berichtigungen.

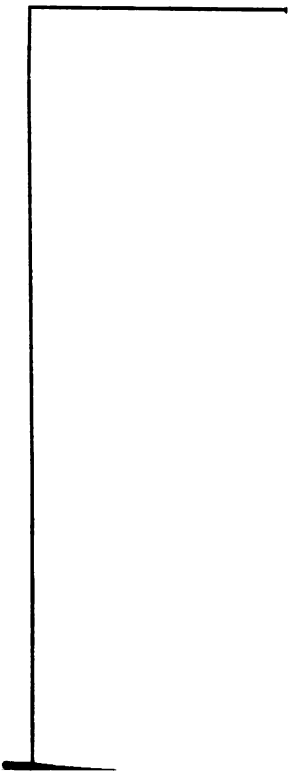
In dem Aufsatz VII des 3. Heftes: Ueber ein neues Vorkommnis von Kugelgranit etc. von Benj. Frosterus sind folgende Druckfehler zu berichtigen:

Pag. 1, Zeile 2 von oben steht Borga statt Borgå.
„ „ „ „ „ „ „ Röbergh statt Råbergh.
„ 3, „ „ „ unten „ Moberz „ Moberg.
„ „ lautet die Note 1): K. Ad. Moberg, Finl. Geol. Undersökning. Beskrifning till Kartbladet N:r 7, pag. 32.
„ 5, „ „ „ „ K. Ad. Moberg, Finl. Geol. Undersökning. Beskrifning till Kartbladet N:r 7, pag. 33.
„ 13, Zeile 10 von unten steht gange statt ganze.
„ 22, Note 1) steht Järeda socken, Kalmar lån statt Järeda socken, Kalmar län.
„ 24, „ 4) „ Quiistorrai près Fonni (Sarduigne) statt Ghistorrai près Fonni (Sardaigne).
„ 25, „ 1) „ Mullaghdery statt Mullaghderg, Island statt Irland.
„ 26, Zeile 1 von oben steht Mullaghdery statt Mullaghderg.
„ 27, „ 5 „ „ „ Norr-Musby statt Norr-Husby.
„ 27, Noto 5) steht roculted statt so-called.
„ 29, Zeile 1 von oben steht Mullaghdery statt Mullaghderg.
„ 30, Note 2) steht A. v. Lassaulx statt A. v. Lasaulx.

Von Tafel VII ist: $^1/_3$ der nat. Grösse weggelassen.

Druck von Gottlieb Gistel & Comp. in Wien, I., Augustinerstrasse 12.

Digitized by Google



Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

INHALT.

		Seite
XIV.	Bericht über die vulcanischen Ereignisse im engeren Sinne während des Jahres 1892. Von S. Knüttel in Stuttgart	265
XV.	Die Contacthöfe der Granite und Syenite im Schiefergebiete des Elbthalgebirges. Von Richard Beck in Leipzig. (Mit Tafel IX)	290
XVI.	Ueber die Zonarstructur der Plagioklase. Von Dr. Richard Herz in Berlin	343
XVII.	Literatur	349

Der Herausgeber dieser Zeitschrift erbittet Zuschriften und andere „Tschermak's Mineralogische und petrographische Mittheilungen" betreffende Zusendungen unter der Adresse:

Prof. F. Becke,

Mineralogisches Institut der deutschen Universität

in Prag.

Druck von Gottlieb Gistel & Comp. in Wien.

Digitized by Google

LIBRARY

TSCHERMAK'S

MINERALOGISCHE

UND

PETROGRAPHISCHE

MITTHEILUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON

F. BECKE.

(NEUE FOLGE.)

DREIZEHNTER BAND.

V. HEFT.

MIT TAFEL X, XI UND 4 TEXTFIGUREN.

WIEN, 1893.

ALFRED HÖLDER,

K. U. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER,

ROTHENTHURMSTRASSE 15.

Digitized by Google

Digitized by Google

LIBRARY

XVIII. Ueber den Meteoriten von Barbotan. 24. Juli 1790. — Ueber den Meteoriten von l'Aigle. 26. April 1803.

Von **H. Pfahler.**

(Mit Tafel X u. XI.)

Ueber den Meteoriten von Barbotan.

Der Meteorit, welcher am 24. Juli 1790 im Departement Landes im südlichen Frankreich niederfiel und nach dem Fallorte Barbotan benannt wurde, ist, trotzdem er seinerzeit in der Gelehrtenwelt ein überaus grosses Aufsehen erregte und trotzdem er in allen grösseren Sammlungen vertreten ist, bisher noch nicht mikroskopisch untersucht worden. Ausser einer chemischen Analyse von Vauquelin [1]), die nach den Anforderungen, welche die Gegenwart an derartige Untersuchungen zu stellen gewohnt ist, auch bescheidenen Ansprüchen kaum genügen dürfte, wurden dem Steine Untersuchungen nur soweit makroskopisch zutheil, als nöthig waren, um ihn zu classificiren und den Sammlungen einzureihen. Da ich glaube, dass es nicht zwecklos und uninteressant ist, die Kenntnis über diesen Fall zu erweitern, zumal in diesem Steine erwähnenswerte Bildungen, besonders der Chondren vorkommen, so habe ich unter der Anleitung des Herrn Hofrathes Dr. G. Tschermak die mikroskopische Untersuchung des Steines vorgenommen.

Bevor ich zur Beschreibung übergehe, sei noch Einiges über den Fall selbst erwähnt.

---

[1]) Gilb. Annal. 1804, Bd. XVIII, pag. 286.

Digitized by Google

Das Meteor wurde an verschiedenen Orten im Umkreise von mehreren Meilen gesehen. Die Beobachter schildern es übereinstimmend als blendend weisse Kugel, welche einen dunkelrothen Schweif hinter sich herzog. Die Kugel bewegte sich rasch vorwärts, explodirte in einer noch sehr beträchtlichen Höhe und zerfiel in eine Menge von Stücken von verschiedener Grösse, welche sich 2—5 Fuss tief in die Erde einbohrten.[1]) Die Explosion war eine überaus heftige; Baudin, Professor der Physik in Pau, von welchem der ausführlichste Bericht[2]) herstammt, sagt, dass 3 Minuten, nachdem das Zerspringen wahrgenommen worden war, ein kanonenschussähnlicher Knall erfolgte, der sich an den Bergen brach und ein donnergleiches Getöse verursachte, das 4 Minuten andauerte. Aus dem grossen Zeitintervall zwischen dem Zerspringen und der Wahrnehmung des Knalles muss man auf eine beträchtliche Höhe des Explosionspunktes schliessen. Diese letztere wird auch durch die grosse Ausdehnung der Streufläche bestätigt.

Der Fall ist deswegen erwähnenswert, weil die damaligen französischen Gelehrten ihn als ein Absurdum, als Fiction einer erregten Phantasie hinstellten und selbst den von verschiedenen Seiten einlaufenden Berichten lange Zeit ungläubig gegenüberstanden.[3]) Um den irdischen Ursprung der Erscheinung zu erklären, blieb sogar die Annahme der Entstehung eines Vulcans nicht unversucht.[4])

Vor dem Zerspringen muss der Meteorit eine bedeutende Grösse gehabt haben, da die Stücke in sehr grosser Zahl niederfielen und manche 30 Pfund wogen.[5]) Sämmtliche grössere Sammlungen enthalten Exemplare dieses Falles; das k. k. naturhistorisches Hofmuseum in Wien besitzt zwei Stücke im Gesammtgewichte von 619 Gramm; Gewicht des Hauptstückes 345 Gramm.[6])

Das specifische Gewicht beträgt nach einer Bestimmung von Rumler 3·6209.[7])

---

[1]) Gilb. Annal. 1803, Bd. XIII, pag. 346 und 1804, Bd. XVIII, pag. 284.

[2]) Ebenda.

[3]) Chladni, Ueber Feuermeteore. 1819, pag. 4, *b)*; Gilb. Annal. 1803, Bd. XV, pag. 429 sqq.

[4]) Meunier, Étude sur les Météorites. Paris 1867, pag. 145.

[5]) Gilb. Annal. 1803, Bd. XIII, pag. 348; Bd. XV, pag. 435 sqq.

[6]) Tschermak, Miner. Mittheilungen. 1872, pag. 168.

[7]) Meunier, Étude, pag. 56.

Digitized by Google

Was das von mir benützte Material betrifft, so standen mir 5 Dünnschliffe und ein Schnittstück zur Verfügung; hiervon hatte ich einen Dünnschliff, welcher aus der Sammlung des k. k. mineralogischen Museums stammte, der Güte des Herrn Directors A. Brezina zu verdanken, der mir auch die genaue Besichtigung der beiden Stücke der genannten Sammlung gestattete.

Das Innere des Meteoriten besitzt eine sehr feste Consistenz und zeigt eine verhältnismässig gleichförmige Zusammensetzung. Auf den natürlichen Bruchflächen hat es eine gleichmässig graue Farbe der Grundmasse, in welcher kleine Körnchen von theils metallisch glänzendem, meist aber oxydirtem Eisen gleichförmig zerstreut sind. Auf dem Hauptstücke der erwähnten Sammlung beobachtete ich zwei krystallförmige Bildungen von circa 4 Millimeter Durchmesser, welche die Form des Hexaëders zeigen, dessen Flächen Vicinalen tragen, die einem Tetrakishexaëder angehören. Auf angeschliffenen oder polirten Flächen, welche sich an diesem Steine seiner Consistenz wegen gut herstellen lassen, tritt das metallisch glänzende Eisen mehr hervor, jedoch zeigt sich auch hier die Gleichförmigkeit der inneren Textur deutlich. Die metallisch glänzenden Eisentheilchen sind fast stets von rostbraunen Flecken umgeben, welche ihre Farbe dem Eisenhydroxyd verdanken, das durch die Oxydation des Eisens entstanden ist.

Der Magnetkies, dessen Vorkommen, wenn auch in geringer Menge, auf mikroskopischem Wege nachgewiesen wurde, ist auf Schlifflächen nur mittelst scharfer Lupe zu erkennen. Er bildet ebenso wie das Eisen unregelmässig geformte und verzweigte Gestalten.

Auf den natürlichen Bruchflächen sowohl als auch insbesondere auf den Schlifflächen sind deutlich die Chondren wahrnehmbar. Sie bestehen, wie die mikroskopische Untersuchung ergibt, aus Bronzit, Olivin und dem Gemenge beider. Da sie sich jedoch aus der Grundmasse nicht isoliren lassen, so ist eine Unterscheidung mit freiem Auge und selbst mit der Lupe nicht gut durchführbar. Ihre Grösse variirt zwischen Kügelchen von mikroskopischer Kleinheit bis zu solchen von 3 Millimeter Durchmesser; die Form ist kugelig oder ellipsoidisch. Eisenchondren konnte ich keine wahrnehmen.

Alle diese Bestandtheile sind in einer grauen Grundmasse eingelagert, die ein gleichförmiges Gemenge der Mineralien darstellt, aus denen die Chondren gebildet sind.

Digitized by Google

Die Rinde des Meteoriten konnte ich nur an dem Hauptstücke der Wiener Sammlung sehen. Sie ist, wie auch an anderen Stücken beobachtet wurde [1]), ziemlich dick, schwarzbraun, matt und runzelig. Die Schmelzleisten sind deutlich sichtbar, zeigen aber einerseits weder bezüglich ihrer Anordnung, noch ihrer Gestalt etwas Merkwürdiges, andererseits ist die von Rinde bedeckte Fläche zu klein, als dass man daraus auf die Orientirung einen Schluss ziehen könnte.

An dieser Stelle füge ich das Resultat der Eingangs erwähnten Analyse von Vauquelin ein. Dieselbe ergab als Bestandtheile:

SiO_2	MgO	CaO	Fe_2O_3	NiO	Summe
46	15	2	38	2	103

wobei der Schwefel des Magnetkieses vernachlässigt wurde.

Aus dem Vorstehenden ergibt sich, dass der Meteorit von Barbotan zu den grauen Chondriten (Gruppe Cg) der Eintheilung von Tschermak gehört. [2]) Die von Daubrée vorgeschlagene und durch Meunier erweiterte Eintheilung (Étude descriptive théorique et expérimentale sur les Météorites. Paris 1867, pag. 90) reiht ihn unter die mit „aiglites" benannten Steine. [3])

Mikroskopische Untersuchung des Meteoriten.

Bei der mikroskopischen Untersuchung des Meteoriten lassen sich folgende Bestandtheile trennen: 1. Silicate, Bronzit und Olivin, einerseits mehr oder weniger selbständige Formen bildend als Krystalle und Chondren, andererseits diese Theile verbindend als Grundmasse und 2. die metallischen Glanz zeigenden Eisen- und Magnetkieskörner.

Silicate. Bronzit. Die Form, in welcher der Bronzit wie auch der fast ebenso häufig vorkommende Olivin auftritt, lässt sich gut in zwei Unterabtheilungen gliedern, nämlich in die Form einzelner, regellos in der Grundmasse zerstreuter Krystallkörner und in die der Chondren.

Die ersteren sind in verschiedenen Grössen vorhanden und zeigen meist längliche Formen. Die Unterscheidung vom Olivin ist meist schon bei aufmerksamer Betrachtung des Reliefs allein möglich,

[1]) Buchner, Die Meteoriten in Sammlungen. 1863, pag. 11.

[2]) Tschermak, Miner. Mittheilungen. 1872, pag. 168.

[3]) Guide dans la collection de Météorites. 1889, pag. 40.

Digitized by Google

indem die rissige Oberfläche der Bronzitschliffe ein Mittel der Trennung von der rauhen gekörnten des Olivins an die Hand gibt. Genauer gestaltet sich die Unterscheidung bei der Beobachtung im polarisirten Lichte zwischen gekreuzten Nicols. Da nämlich die Doppelbrechung des Bronzits bedeutend schwächer ist, als jene des Olivins, nämlich $\gamma - \alpha$ beim ersteren 0·010, beim letzteren hingegen 0·036 beträgt, so zeigt der Bronzit durchwegs niedere Farben, also meist ein bläuliches Grau, während der Olivin durch lebhafte Farben auffällt, wodurch selbst kleine Körnchen deutlich hervortreten. Auf diese Weise ist eine sichere Bestimmung in allen Fällen möglich.

Bronzitkrystalle mit gut ausgebildeten Ecken sind selten, in der Regel endigen sie mit unregelmässiger Contour. Mitunter ist eine von einem Mittelpunkte ausgehende gruppenförmige Anordnung der Individuen wahrnehmbar. Die Auslöschungsrichtungen sind parallel zu der Längsrichtung und den Rissen des Reliefs.

In der Form von Chondren tritt der Bronzit in diesem Steine nicht allein überaus häufig auf, sondern er zeigt auch eine sehr grosse Mannigfaltigkeit. Er findet sich hier sowohl in feinkörnigen Varietäten, als auch in allen Zwischenstufen bis zu den grobkrystallinischen. Die Chondren sind kugelförmig, zeigen oft vollkommen kreisrunde Durchschnitte und sind von Eisen oder krystallinischer Grundmasse umgeben. Ihre Grösse ist überaus wechselnd; während manche mit blossem Auge sehr deutlich wahrnehmbar sind, erscheinen andere erst bei der mikroskopischen Beobachtung.

Die grobkrystallinischen Chondren haben entweder eine unregelmässige Textur, indem die einzelnen Krystallindividuen ohne jede Orientirung neben- oder durcheinander liegen, oder sie zeigen ein meist ausserhalb des Kugelmittelpunktes gelegenes Radiationscentrum, von dem aus die Bestandtheile ausgehen. Ein Beispiel hierfür gibt Fig. 1 auf Taf. X. Mit der radialen Anordnung laufen in diesem Falle auch die Auslöschungsrichtungen parallel; ferner zeigen sich hier hauptsächlich gegen den Rand zu Einschlüsse, welche, wie meist beim Bronzit, von Magnetkies herrühren. Auf dem Bilde zeigt das Kügelchen rechts unten dunkle Stellen, welche dunkelbraunen Oxydationsflecken entsprechen; auch liegt hier der Vereinigungspunkt sowohl der radialen, als auch einer Anzahl unregelmässiger Sprünge. Bei starker Vergrösserung im polarisirten Lichte erscheint das ganze Kügelchen wie gekörnt, wobei die Körnchen nach zwei Richtungen

Digitized by Google

parallel angeordnet sind. Ein ähnliches Kügelchen ist von v. Drasche im Meteoriten von Lancé beobachtet und daselbst auf Taf. IV, Fig. 6 abgebildet. [1])

In mehreren Chondren ist die Structur insoferne eine andere, als die Chondren selbst grösser, die Bronzitkrystalle kleiner und stengelförmig aneinandergereiht und von einer grauen feinkörnigen Masse umgeben sind, die sich in einzelnen Fällen deutlich als Bronzit bestimmen liess, in anderen jedoch auch als Glasmasse angesehen werden könnte. Die Anordnung der Krystalle ist in diesem Falle entweder eine parallele oder eine fächerförmige.

An diese Chondren reihen sich andere an, in welchen die einzelnen Bestandtheile immer kleiner werden und dabei theils in parallelen Lamellen verlaufen, welche stets parallel zu ihrer Längsrichtung auslöschen, oder wie die grobkörnigen fächer- oder muschelförmige Lagerung zeigen, theils ein Centrum haben, von dem aus die Gruppirung der Theilchen radial erfolgt. Auf diese Weise gelangt man zu den Endgliedern der Reihe, in welchen die einzelnen Theilchen aus so feinen Körnchen gebildet werden, dass sie im durchgehenden Lichte gleichmässig grau erscheinen; doch lässt sich auch in diesem Falle noch deutlich eine radiale Anordnung erkennen, welche entweder von irgend einem innerhalb des Kügelchens gelegenen Punkte ausgeht oder innen an der Peripherie der Kugel ihren Ursprung hat. Die Körnchen sind um diesen Ausgangspunkt herum am dichtesten gelagert und erscheinen mehr homogen, während sie gegen den Rand zu lichter werden oder sogar in ganz klaren Bronzit übergehen. Eine typische Form dieser Kügelchen findet sich bei Tschermak, Die mikroskopische Beschaffenheit der Meteoriten, Stuttgart 1885, Taf. XIV, Fig. 1 abgebildet; man vergleiche daselbst auch Taf. VII, Fig. 4; auch in der oben erwähnten Arbeit von v. Drasche, Taf. IV, Fig. 7; ich habe in Fig. 2, Taf. X ein ähnliches Gebilde aufgenommen, welches das Uebergehen des feinkörnigen Bronzits gegen den Rand hin in durchsichtig klaren zur Anschauung bringt. An der Peripherie finden sich hier ebenfalls kleine, meist von Magnetkies herrührende Einschlüsse. Das Kügelchen macht den Eindruck, als hätten die um einen Punkt herum erstarrenden Bronzitkryställchen

[1]) v. Drasche, Ueber den Meteoriten von Lancé. Miner. Mittheilungen, ges. von G. Tschermak. 1875, Heft 1, pag. 5, *b)*.

Digitized by Google

die in ihrer Grundmasse suspendirten Theilchen von Magnetkies nach aussen gedrängt, wie dies in ähnlicher Weise beim Auskrystallisiren aus Mutterlaugen geschieht. Das Kügelchen ist ganz von Eisen umgeben, welches auf der einen Seite (oben) als dünne Schichte aus der grösseren (unteren) Masse hervorgeht. Wird ein solches Kügelchen durch die Schnittfläche des Dünnschliffes senkrecht zu der Hauptrichtung der Radien getroffen, so zeigt es eine Faserung nur unvollkommen oder gar nicht und erscheint dann gleichförmig gekörnt.

Als besonders erwähnenswerte Bildung erscheint ein Kügelchen, von dem ein Theil in Fig. 3 auf Taf. X abgebildet ist. Es besteht aus feinkörnigem Bronzit, der nach einer Richtung orientirt ist, so dass seine ganze Hauptmasse gleichzeitig auslöscht. In der gleichförmigen Grundsubstanz liegt eine grössere Anzahl von dendritischen Bildungen, welche aus Anhäufungen von Körnchen der Grundmasse bestehen. Rings um diese kleinen Dendriten ist die Masse etwas lichter, so dass jene von einem helleren Hofe umgeben erscheinen. Auf dem Bilde befinden sich die deutlichsten Bildungen in der Mitte und rechts vom oberen Rande des Kügelchens hervorkommend. Besonders scharf treten sie im polarisirten Lichte hervor, wenn man die Grundmasse auf hell einstellt.

Olivin. Wie der Bronzit, so tritt auch der Olivin theils in Form einzelner zerstreuter Krystalle, theils in der der Chondren auf.

Die einzelnen Olivinkörner erreichen eine ziemliche Grösse, sind im durchgehenden Lichte farblos und zeigen meist deutlich das dem Olivin eigene rauhe Relief; im polarisirten Lichte sind sie durch die lebhaften Farben leicht kenntlich. Wenn eine Spaltbarkeit zu bemerken ist, so löschen die Krystalle parallel zu derselben aus. Meist sind aber nur unregelmässige krummlinige Sprünge wahrnehmbar, die oft durch Oxydation gelb oder braun gefärbt sind.

Die Chondren zeigen wie die des Bronzits eine grosse Mannigfaltigkeit. Sowohl die Form gröberer, in wenig Glasmasse eingelagerter Körnchen, als auch die gröberer oder feinerer Lamellen findet sich oft, wobei die Grösse der Krystalle zu der der Chondren oft in directem Verhältnisse steht. Einschlüsse kommen häufig vor; sie bestehen zum grössten Theile aus Eisen oder Magnetkies.

Ein bemerkenswertes Kügelchen von Olivin Fig. 4 auf Taf. X besteht aus zwei concentrisch angeordneten Theilen, nämlich aus einem inneren, der theils klare, theils trübe Beschaffenheit zeigt und

Digitized by Google

von verworrenen Sprüngen durchsetzt ist und einer Hülle von einzelnen gröberen Körnern. Die Untersuchung im polarisirten Lichte ergibt aber durch den Umstand, dass sowohl Centrum wie Hülle gleichzeitig auslöschen, dass diese scheinbar verschiedenen Theile ein enge zusammengehöriges Ganze bilden. Auch ist eine deutliche Spaltbarkeit parallel zur Auslöschungsrichtung zu bemerken. Die am Rande gelegenen Körner zeigen Einschlüsse von Eisen. Dieses Kügelchen bietet ein Analogon zu dem in dem vorhin citirten Werke Tschermak's auf Taf. XI, Fig. 1 abgebildeten monosomatischen Kügelchen des Steines von Alfianello.

Olivin-Bronzitchondren. Chondren, die blos aus Olivin bestehen, sind verhältnismässig selten. Die weitaus grössere Zahl derselben zeigt Olivin und Bronzit in den verschiedensten Mengungs- und Formenverhältnissen. Bei manchen ist der Olivin stark überwiegend; es tritt dann der Bronzit in Form kleiner Kryställchen oder als Ausfüllung des Zwischenraumes zwischen Olivin auf. In anderen sind beide Bestandtheile in derselben Menge vertreten und dann gibt die Untersuchung im polarisirten Lichte genauen Aufschluss. Wieder andere bestehen der Hauptmasse nach aus Bronzit, in dem vereinzelt einige Olivinkörnchen eingelagert sind.

Häufig und daher erwähnenswert sind in dieser Gruppe jene Chondren, welche Olivinkrystalle oder -Lamellen in einer Grundmasse von Bronzit aufweisen. Der Olivin kommt hier sowohl in Form regellos durcheinanderliegender Krystalle oder Körnchen, als auch parallel gelagerter Lamellen, der Bronzit theils homogen klar, meist aber feinkörnig vor.

Eine Grundform dieser Gattung zeigt Fig. 5, Taf. X. Das hier dargestellte Kügelchen hat ellipsoidische Gestalt und besteht aus länglichen Olivinkrystallen, die gleichzeitig auslöschen und in einer Grundmasse von feinkörnigem Bronzit liegen, welcher auf dem Bilde dunkel erscheint. Bei Anwendung einer starken Vergrösserung sieht man in dem Bronzit viele feine opake Einschlüsse von Magnetkies. Die Formen des Ellipsoides sind bei den Chondren des Meteoriten von Barbotan eine häufige Erscheinung. Gleich das nächste Bild, Fig. 1 auf Taf. XI, zeigt dieselbe wieder. Das hier aufgenommene Kügelchen besteht aus denselben Bestandtheilen wie das vorige, nur ist die Anordnung derselben eine verschiedene. Zwischen Lamellen von theils feinkörnigem, theils klarem Bronzit liegen solche von

Digitized by Google

Olivin — auf dem Bilde sind die ersteren dunkel, die letzteren licht — und zwar derartig angeordnet, dass sie einen der Ellipse eingeschriebenen Rhombus bilden. Die Mitte des Kügelchens besteht aus ebensolchen Lamellen, die ihren Ausgangspunkt in dem oberen spitzen Winkel des Rhombus haben (auf dem Bilde undeutlich, da die Erscheinung nur in gewissen Stellungen des Mikroskoptisches im polarisirten Lichte auftritt). Die beiden letzterwähnten Bildungen sind eine häufige Erscheinung bei Chondriten und fallen insbesondere dann auf, wenn man sie mit Bildungen der Erde vergleicht, da sich für diese abgerundeten Gestalten innerhalb der Chondren — ganz abgesehen von diesen selbst — keinerlei Analogien in irdischen Gesteinen finden.

Ein schönes Beispiel für das Vorkommen des Olivins im Bronzit stellt Fig. 2 auf Taf. XI dar. Das Kügelchen zeigt wie Fig. 5 auf Taf. X lamellar angeordnete Olivinkryställchen auf der einen Seite in feinkörnigen Bronzit, auf der anderen in Glasmasse eingebettet. Das deutlichste Bild gibt die Betrachtung im polarisirten Lichte. Beim Drehen des Objecttisches treten die einzelnen Bestandtheile scharf unterscheidbar auf, indem nacheinander bald die lebhaften Farben des Olivins, bald die grauen Töne der Bronzitgrundmasse erscheinen, während die Glasmasse unverändert dunkel bleibt. Dabei löschen wieder die Olivinkrystalle gleichzeitig aus.

Metallisch glänzende Bestandtheile. Eisen. Das Eisen durchsetzt gleichförmig die ganze Masse des Steines, wie ich bereits in der Beschreibung des Aussehens erwähnte. Diese Gleichförmigkeit zeigt es auch unter dem Mikroskope. Die einzelnen Theile, welche eine gewisse Grösse selten überschreiten, zeigen unregelmässige, gelappte oder verästelte Formen, welche sich in die Grundmasse hinein verlaufen. Auch bildet das Eisen meist die Einhüllung der Chondren (vergl. Fig. 1, 2, 4 auf Taf. X), und zwar lässt sich deutlich erkennen, dass die Silicate die aus der ursprünglichen Masse zuerst erstarrenden Bestandtheile waren, denen sich dann das leichter schmelzbare Eisen anschmiegte, wie dies der Theorie Tschermak's[1]) entspricht. Um die Eisentheilchen herum zeigt die Grundmasse meist eine rostbraune Färbung, die sich hauptsächlich zwischen den ein-

[1]) Tschermak, Ueber die Meteoriten von Mocs. Sitzungsber. der k. Akad. d. Wissensch. 1882, Bd. LXXXV, Abth. 1, pag. 205.

Digitized by Google

zelnen grösseren Körnchen der Grundmasse fortpflanzt, aber auch die Körnchen selbst durchsetzt, so dass die optische Bestimmung mitunter erschwert wird.

Magnetkies. Der Magnetkies, der in sehr geringen Mengen vorkommt und dieselben Formen zeigt, wie das Eisen, unterscheidet sich von diesem nur im auffallenden Lichte durch seine tombackbraune Farbe. Er tritt seltener in der Grundmasse, dagegen häufiger als Einschluss in den Chondren auf und erscheint dann in Gestalt feiner Kügelchen oder Körnchen. Umhüllungen von Magnetkies durch Eisen oder umgekehrt wurden von mir ebensowenig wie Verwachsungen beider wahrgenommen.

Ueber den Meteoriten von l'Aigle.

Der Meteoritenfall von l'Aigle im Departement Orne in der Normandie, der sich am 26. April 1803 ereignete, zählt unstreitig zu den bedeutendsten Steinfällen, die bisher beobachtet wurden. Die Zahl der Steine, deren grösster 8·065 Kilogramm wog[1]), wird auf 2—3000 geschätzt und in der That gibt es wenige Sammlungen, die nicht wenigstens ein Exemplar davon aufzuweisen hätten. Der Fall ereignete sich zu einer Zeit, da die Meinungsverschiedenheiten betreffs der Meteoriten am grössten waren. Howard und der Graf v. Bournon hatten den Ursprung derselben in die Atmosphäre verlegt, während Chladni in seinem berühmten Werke: Ueber den Ursprung der von Pallas entdeckten Eisenmassen die Hypothese von der siderischen Herkunft aufstellte, wozu er später[2]) selbst bemerkt, dass „dies freilich damals eine sehr paradoxe Behauptung war". Da, um Chladni's Worte zu gebrauchen[3]), „kam der Fall von l'Aigle gerade zur rechten Zeit, um so Manchen zum Glauben an das Niederfallen meteorischer Massen zu nöthigen". Chladni's Behauptung fand auf diese Weise eine glänzende Bestätigung.

Eine genaue Darstellung der physikalischen Nebenerscheinungen während des Falles ist nicht Aufgabe dieser Arbeit; der berühmte Physiker Biot, der im Auftrage der französischen Regierung an den

[1]) Buchner, Die Meteoriten in Sammlungen, pag. 16.
[2]) Chladni, Ueber Feuermeteore. Wien 1819, pag. 320.
[3]) Ebenda, pag. 269.

Digitized by Google

Fallort gesendet wurde, um über das Naturereignis nach Paris Bericht zu erstatten, hat die Ergebnisse seiner Nachforschungen in einer sehr ausführlichen Abhandlung in den Mémoires de la classe des Sciences mathématiques et physiques de l'Institut national de France, Tome VIII, pag. 224 ff. niedergeschrieben, die auch besonders abgedruckt wurde und den Titel führt: Relation d'un voyage fait dans le departement de l'Orne, pour constater la réalité d'un météore observé à l'Aigle, par J. B. Biot. Diese Abhandlung befindet sich auch in Gilbert's Annalen der Physik, Bd. XVI, pag. 44 ff., worauf behufs genauerer Daten verwiesen sei. Hier möge nur das Wesentlichste Erwähnung finden.

Bei heiterem Himmel — es war 1 Uhr Nachmittags — sah man an vielen Orten des erwähnten Departements eine hell leuchtende Feuerkugel, die sich unter einer Neigung von circa 22° gegen den Horizont rasch von Südost nach Nordwest bewegte. An den Fallorten selbst erschien das Meteor blos als dunkles Wölkchen, das sich kaum bewegte. Aus diesem Wölkchen erschallten einige starke Detonationen, dann, wie von Kleingewehrfeuer und Trommeln herrührend, ein „schreckliches Getöse", dem bald ein förmlicher Hagel von Steinen folgte. Die Streufläche bildete eine Ellipse, deren grosse Axe circa $2^1/_2$ französische Meilen lang war[1]) und in der Flugrichtung des Meteors lag. Die grosse Zahl von Synonymen dieses Falles erklärt sich aus dem Umstande, dass an circa 20 Orten Steine gefunden wurden. Sie waren alle heiss und verbreiteten einen intensiven Schwefelgeruch. Kurz nach dem Falle sollen sie zerreiblich gewesen sein und die Härte, welche sie gegenwärtig zeigen, erst nachträglich angenommen haben.

Trotzdem, wie schon erwähnt, das Naturereignis für die Anerkennung des siderischen Ursprunges der Meteoriten von der allergrössten Bedeutung war, haben sich verhältnismässig wenig Forscher damit beschäftigt. Biot gibt in seinem Berichte die Resultate einer chemischen Analyse an[2]), die von Thénard herrührt. Der Vollständigkeit halber möge diese Analyse ebenso wie eine von Fourcroy und Vauquelin ausgeführte[3]) hier erwähnt sein.

[1]) Biot, Gilb. Annal. Bd. XV, pag. 74.

[2]) Biot in Gilb. Annal. Bd. XVI, pag. 70.

[3]) Annales du Muséum National d'Histoire naturelle. Paris 1806, Tome III, pag. 106 und Gilb. Annal. Bd. XVIII, pag. 310.

Digitized by Google

Es fanden:

	Thénard	Fourcroy und Vauquelin
Kieselsäure	46	53
Eisenoxydul	45	36
Magnesiumoxyd	10	9
Nickeloxyd	2	3
Schwefel	5	2
Calciumoxyd	—	1
Summe . . .	108	104

Die Autoren schreiben den Ueberschuss von 8, respective 4 Procent der Oxydation der Metalle während der Analyse zu.

Fourcroy und Vauquelin geben den 36 Procenten des Eisenoxyduls, welches sie gefunden hatten, den für den damaligen Stand der analytischen Chemie charakteristischen Zusatz: schwach oxydirt. Biot constatirt eine Uebereinstimmung der beiden Analysen.

Aus jener Zeit stammt noch eine Untersuchung von Laugier[1]), der circa 1 Procent Chrom nachwies.

Im Jahre 1872 wurde von E. H. v. Baumhauer eine genaue chemische Analyse ausgeführt und veröffentlicht[2]), deren Resultate die folgenden sind:

Die Trennung der Theile durch den Magnet ergab 10·22 Procent magnetische und 89·78 Procent unmagnetische Substanz.

Die magnetische Substanz gab in 100 Theilen:

Eisen	66·78
Nickel	12·59
Phosphor	Spur
Unlösliches Silicat . . .	21·00
	100·37

Die unmagnetische Substanz enthielt 2·01 Schwefeleisen; nachdem sie sowohl von diesem, als auch vom Nickeleisen befreit worden war, ergab die Analyse des in Chlorwasserstoffsäure löslichen Theiles:

[1]) Annales du Muséum National d'Histoire naturelle, Tome VII, pag. 92 und Gilb. Annal. Bd. XXIV, pag. 383.

[2]) Archives Néerlandaises des Sciences exactes et naturelles. 1872, Bd. VII, pag. 154; Baumhauer, Sur la Météorite de l'Aigle.

Digitized by Google

Ungelöst	48·21
Kieselsäure	17·35
Eisenoxyd mit Spuren von Manganoxyd	16·67
Magnesia	13·08
Calcium	3·04
Aluminium	0·09
Natron	0·37
Kali	0·42
	99·23

des in Chlorwasserstoff unlöslichen Theiles:

Kieselsäure	56·33
Eisenoxydul mit Spuren von Manganoxydul	12·38
Magnesia	17·55
Calcium	4·02
Aluminium	5·12
Natron	1·05
Kali	1·99
Chromeisen	1·42
	99·96

Aus diesen Resultaten ergibt sich für die Zusammensetzung des in Chlorwasserstoffsäure

	löslichen Silicates	unlöslichen Silicates
Kieselsäure	35·16	57·16
Eisenoxydul mit Spuren von Manganoxydul	30·39	12·56
Magnesia	26·51	17·91
Calcium	6·16	4·08
Aluminium	0·18	5·12
Natron	0·75	2·02
Kali	0·85	1·07
	100·00	99·92

Baumhauer folgert daraus mit Beziehung auf die Zusammensetzung des Meteoriten, dass die Bestandtheile desselben seien:

Digitized by Google

Nickeleisen	8·0
Schwefeleisen	1·8
Chromeisen	0·6
Calciumsulfat	Spur
Olivin	45·3
Pyroxen	44·3
	100·0

Die Bestimmungen des specifischen Gewichtes variiren untereinander ziemlich bedeutend. Es fanden [1]):

Reuss		3·584
v. Schreibers . . .		3·626—3·490
Blesson		3·279
Rumler	ohne Rinde .	3·4791
	mit „ .	3·3910
Baumhauer		3·607 (Wasser von + 10·5° C als Einheit.)

Die Verschiedenheiten dieser Resultate sind eine Folge der ungleichen Zusammensetzung des Steines. Während manche Steine, wie z. B. jener von Barbotan, auf den Bruch- oder Schlifflächen eine gleichförmige Vertheilung der metallisch glänzenden Theilchen, sowie der Chondren in einer mehr oder weniger homogenen Grundmasse zeigen und so ein inniges Gemenge der Bestandtheile bilden, lässt sich bei dem Steine von l'Aigle deutlich eine hellgrau gefärbte Substanz von einer dunkleren unterscheiden. Die helleren Theile zeigen unregelmässig geformte Stücke von verschiedener Grösse und Gestalt bis zu circa 20 Millimeter Durchmesser, welche weisslich grau gefärbt und in der dunkleren Grundmasse breccienartig vertheilt sind. Es erhalten hierdurch manche Stücke das Aussehen, als ob sie geadert wären, wobei die Adern durch die dunklere Masse repräsentirt werden.

Die Chondren dieses Steines unterscheiden sich von denen anderer Steine dadurch, dass sie seltener die vollkommene Kugelform haben, daher auch nicht die kreisrunden Durchschnitte zeigen; vielmehr hat es den Anschein, als wären sie entweder schon bei ihrer Entstehung an der freien Formausbildung verhindert gewesen oder später durch die sich anlagernde Einhüllungsmasse deformirt

[1]) Buchner, l. c. und Baumhauer, l. c.

Digitized by Google

oder zerdrückt worden. Es fallen daher öfters Partien auf, deren Abstammung von runden Chondren unzweifelhaft ist, die aber gestreckte oder ganz unregelmässige Formen bilden. Im Vergleiche zum Steine von Barbotan ist die Zahl der Chondren geringer.

Auf Bruchflächen scheinen die metallisch glänzenden Eisentheilchen in den dunkleren Partien des Steines häufiger vorzukommen, als in den helleren. Auf Schliffflächen ist diese Erscheinung nicht auffallend; dafür tritt das Eisen als solches mehr in den Vordergrund. Vergleicht man das Vorkommen des Eisens mit dem im Steine von Barbotan, so sind in diesem die einzelnen Eisenkörnchen durchschnittlich kleiner, aber häufiger, im Steine von l'Aigle dagegen grösser, aber spärlicher. Diese Wahrnehmung lässt sich besonders gut an Schliffflächen machen.

Der Magnetkies entzieht sich infolge der Kleinheit der Theilchen der makroskopischen Beobachtung.

An Stücken mit frischen Bruchflächen sind die braunen, von oxydirtem Eisen herrührenden Flecken spärlich und von geringer Ausdehnung. Die stark rostbraune Färbung mancher Bruchstücke dürfte wohl eine secundäre sein und ihre Ursache in einer späteren Veränderung etwa durch die Feuchtigkeit der Luft haben.

Die Härte des Steines ist eine bedeutende und daher lässt sich eine Politur gut erzielen.

Die Rinde ist matt dunkelbraun bis schwarz, feinkörnig, ohne Schmelzleisten oder Riefen und ziemlich dick.

Der Meteorit gehört nach der Eintheilung von Tschermak zu den intermediären Chondriten, breccienähnlich und ist der Gruppe *Cib* eingereiht. Meunier stellt ihn in die Gruppe der „aiglites“.[1])

Mikroskopische Untersuchung.

Bei der Untersuchung von Dünnschliffen im Mikroskop lassen sich hier wie bei dem Steine von Barbotan zwei Bestandtheile von einander trennen, nämlich 1. Bronzit, Olivin und 2. metallisch glänzende Theile, Eisen und Magnetkies.

Bronzit. Dieser ist in dem Meteoriten, wie sich aus den Berechnungen Baumhauer's ergibt, beiläufig in derselben Menge vorhanden wie Olivin. Die Formen, die er zeigt, sind denen anderer

[1]) Guide dans la collection de Météorites. Paris 1889, pag. 40.

Digitized by Google

Steine ähnlich; doch ist die Ausbildung derselben meist sehr unvollkommen. Eine mehr oder weniger vollständige Ausgestaltung einzelner Krystallindividuen ist sehr selten; die Krystalle scheinen in ihrem Wachsthum behindert gewesen zu sein und bilden daher oft Gruppen von mikrokrystallinischer Zusammensetzung, bei denen schwer zu entscheiden ist, ob sie der Grundmasse angehören oder ob sie von zerdrückten Chondren herstammen. Hierbei sind die einzelnen Kryställchen ohne Orientirung durcheinander gelagert; eine Regelmässigkeit konnte ich nur in einem einzigen Falle constatiren. In diesem grenzten zwei Krystalle in der von Doss[1]) erwähnten Weise aneinander; ihre Auslöschungsrichtungen bildeten miteinander einen Winkel von circa 19°; doch ist diese Bestimmung die einzige, welche ich ausführen konnte; ein Axenbild konnte ich der Kleinheit der Krystalle wegen nicht erhalten und ich erwähne daher nur das Factum, ohne aus diesem isolirt stehenden Falle eine Folgerung zu ziehen, da die scheinbare Zwillingsbildung hier ebensogut einem Zufalle zugeschrieben werden kann.

Was das Vorkommen des Bronzits in Chondren betrifft, so finden sich hier alle jene Formen vor, die ich bei dem Meteoriten von Barbotan erwähnte. Von den aus gröberen Körnchen zusammengesetzten angefangen kann man alle Zwischenstufen bis zu den feinkörnigen auffinden, jedoch, wie schon oben gesagt, selten in vollkommenen Kugel- oder Ellipsoidformen; die Kügelchen sind vielmehr meist entweder an einer oder mehreren Seiten flachgedrückt, scheinen also gleich bei ihrer Bildung im freien Wachsthum gehindert gewesen zu sein oder es sind die bereits fertigen Kügelchen durch äussere Einwirkungen deformirt oder zerdrückt worden; im ersteren Falle sind die Theile ganze Chondren, deren Masse vollständig beisammen liegt und nur in ihrer äusseren Begrenzung mangelhaft ist, im letzteren dagegen sind es Bruchstücke von Kügelchen, die sich als solche meist schon dadurch charakterisiren, dass sie einerseits von einem Kugelsegment, andererseits von Flächen mit scharfen Kanten und Ecken begrenzt sind. Das Innere dieser Bildungen zeigt oft jene fächerförmige excentrisch radiale Anordnung, die den Bronzitchondren eigenthümlich ist. Die Kryställchen liegen dann, wie gewöhnlich, in einer Grundmasse von feinkörnigem Bronzit und löschen

[1]) Doss, Meteorit von Misshof. Riga 1891, pag. 29.

Digitized by Google

parallel zu ihrer Längsrichtung aus. Einschlüsse von Eisen und Magnetkies, meist in Form kleiner Körnchen, sind besonders gegen den Rand zu häufig.

Olivin. Das Vorkommen des Olivins beschränkt sich auf die gewöhnlichen Formen. Die frei in der Grundmasse liegenden Kryställchen sind selten gut ausgebildet und erreichen auch keine bedeutende Grösse; auch bezüglich der Chondren findet das Anwendung, was von denen des Bronzits gesagt wurde, dass nämlich vollkommen ausgestaltete Bildungen gegenüber den deformirten selten sind; dagegen sind Bruchstücke von Kügelchen häufig zu bemerken. Das Innere derselben enthält den Olivin meist in Lamellen und in unregelmässig geformten Körnern.

Am häufigsten sind jene Chondren, welche aus Olivin und Bronzit bestehen. Die beiden Bestandtheile treten in den verschiedensten Mischungsverhältnissen auf. Bald ist es der Olivin, der an Masse bedeutend überwiegt, bald der Bronzit; ausnahmslos aber bildet der letztere die Grundmasse, in welcher der erstere eingelagert ist. Ein anschauliches Bild davon, dass in diesen Kügelchen der Bronzit das verbindende und den Grund bildende Medium ist, erhält man bei Betrachtung in schwacher Vergrösserung im polarisirten Lichte; bei stärkerer Vergrösserung verliert das Bild an Uebersichtlichkeit.

In diesen Olivin-Bronzitchondren bildet der Olivin theils unregelmässig geformte und gelagerte Krystalle und Kryställchen, theils zu einander parallele Lamellen von grösserer und geringerer Breite; der Bronzit ist entweder klar und durchsichtig oder feinkörnig und trüb. Zwei hübsch ausgebildete Kügelchen habe ich in Fig. 3 und 4 auf Taf. XI aufgenommen. Fig. 3 stellt einen fast kreisrunden Durchschnitt durch ein Kügelchen dar, das der Hauptmasse nach aus klarem Bronzit besteht, der wieder theilweise grössere, von Sprüngen durchsetzte Partien, theilweise aber kleinere Körnchen bildet. Dazwischen hineingestreut liegen kleine Kryställchen von Olivin. Gegen den Rand zu sind Eiseneinschlüsse vorhanden; stellenweise ist eine starke Braunfärbung zu bemerken. In Fig. 4 liegen in einer Grundmasse von feinkörnigem Bronzit Lamellen von Olivin; die feinkörnige Füllmasse löscht zugleich mit den jeweiligen Krystallen, die sie umgibt, parallel zur Längsrichtung dieser aus. In der Anordnung des Inneren bietet dieses Kügelchen eine Analogie zu Fig. 1 derselben

Digitized by Google

Tafel. Während jedoch dort (Fig. 1) der Bronzit der Hauptmasse nach klar erscheint, ist er hier (Fig. 4) feingekörnt. Aehnliche Bildungen gehören sowohl im Steine von l'Aigle als auch in dem von Barbotan zu den häufigen Erscheinungen.

An dieser Stelle möge ein grösseres Kügelchen Erwähnung finden, welches zwei Bestandtheile in bemerkenswerter Form enthält. Das Innere desselben besteht aus länglichen Olivinkryställchen, welche parallel zu einander gelagert sind. Der Zwischenraum zwischen den einzelnen Lamellen ist durch klaren Bronzit ausgefüllt, der aber nicht das geringste Relief zeigt, so dass man auf den ersten Blick durchaus nicht die Anwesenheit eines Minerals vermuthet, sondern es hat den Anschein, als wäre die Substanz, welche die Olivinkrystalle miteinander verband, herausgeschliffen worden und die Krystalle lägen frei im Canadabalsam. Setzt man aber den Analysator auf und betrachtet zwischen gekreuzten Nicols, so verräth eine hellgraue Färbung der anscheinend leeren Stellen die Anwesenheit eines Minerals von sehr schwacher Doppelbrechung. In diesem Bronzit liegen schwarmweise dunkle Körnchen von tiefschwarzer Färbung, die, trotzdem die Analyse dafür keine Anhaltspunkte gab, ich für Kohle zu halten sehr versucht war. Bei genauer Untersuchung ähnlicher Stellen fand ich jedoch eines dieser Körnchen durchschnitten und konnte es an der metallischen grauen Farbe im auffallenden Lichte genau als Eisen bestimmen. Merkwürdig und auffallend ist in diesem Falle einerseits, dass der Bronzit kein Relief zeigt, andererseits aber die schwarze Färbung der in demselben liegenden Eisenkörnchen.

Sehr häufig kommt der Olivin — nicht aber der Bronzit — in den grösseren Eisenstückchen in Form kleiner Kryställchen vor, welche in den Dünnschliffen zwischen gekreuzten Nicols sich in den dunklen Eisenpartien wie kleine bunte Fensterchen ausnehmen.

Endlich sei noch ein Bestandtheil erwähnt, dessen Bestimmung ich nicht vornehmen konnte, da das mir vorliegende Stück nicht genügend Anhaltspunkte zu einer solchen bot. Das Mineral fand ich nur an einer Stelle. Es ist farblos und hat ein hohes olivinähnlich körniges Relief. Zwischen gekreuzten Nicols zeigt es ein bläuliches Grau, also überaus geringe Doppelbrechung; zugleich ersieht man aus der verschiedenen Lage der Auslöschungsrichtungen, dass es aus mehreren unregelmässig aneinander gelagerten Theilen

Digitized by Google

besteht. Die Abgrenzungen dieser Theile gegeneinander sind ebenfalls unregelmässig, zeigen nirgends eine gerade Linie, ebensowenig als eine Spaltbarkeit zu bemerken ist, durch deren Lage zur Auslöschungsrichtung man einen Schluss etwa auf das Krystallsystem ziehen könnte. Ein grösseres Theilchen zeigt den Austritt einer positiven Mittellinie.

Eisen und Magnetkies. Bei schwacher Vergrösserung, oft schon mit freiem Auge, lässt sich an manchen Steinen eine Art von Aderung beobachten. Diese entsteht dadurch, dass dunklere Substanz in Form feiner Verzweigungen sich in die helleren Theile hinein fortsetzt. Eine Regelmässigkeit im Verlaufe der Adern ist nicht zu bemerken, man nähme denn jenen schwachen Parallelismus, der in manchen Partien sichtbar ist, als solche. Bei der Untersuchung in stärkerer Vergrösserung ergibt sich als Ursache der dunkleren Färbung der Adern einerseits eine dichtere Aneinanderlagerung kleiner Körnchen der Hauptbestandtheile, meist Bronzit, andererseits aber hauptsächlich eine Häufung von mikroskopischen Eisen- und Magnetkiespartikelchen. Dabei ist die Erscheinung auffallend, dass bei dem Zusammenauftreten des Eisens und des Magnetkieses in feinvertheiltem Zustande der letztere bedeutend überwiegt, während überall, wo grössere metallisch glänzende Flächen sichtbar sind, er im Vergleiche zur Masse des Eisens in den Hintergrund tritt. Aus diesem Grunde entzieht sich der Magnetkies der makroskopischen Beobachtung meist gänzlich.

Die Formen, in denen sowohl Eisen als Magnetkies auftreten, sind dieselben, wie ich sie beim Steine von Barbotan beobachtete. Beide Minerale bilden verästelte und lappig zerrissene unregelmässige Gestaltungen; Formen jedoch, aus denen ersichtlich ist, dass das Eisen sich den Silicaten angelagert habe, dass also die Erstarrung der letzteren früher erfolgt sei als die des Eisens und dieses sich bereits fertigen Gebilden habe accommodiren müssen, sind lange nicht so in die Augen fallend, wie bei anderen Steinen; vielmehr macht das Ganze den Eindruck mehr oder weniger gleichzeitiger Bildung, bei der die einzelnen Bestandtheile sich gleichwertig nebeneinander lagerten.

Sehr häufig ist jenes Vorkommen, bei welchem Eisen und Magnetkies aneinander gelagert sind; eine gegenseitige Durchdringung konnte ich in keinem Falle wahrnehmen. Die Unterscheidung ist

Digitized by Google

leicht im auffallenden Lichte auszuführen. Dass in dem Eisen häufig Olivinkrystalle eingeschlossen sind, habe ich bereits erwähnt.

In Fig. 5, Taf. XI, ist ein Schnitt durch die Rinde des Meteoriten dargestellt. Die Betrachtung zeigt, dass selbst am äussersten Rande Silicate noch unverändert auftreten und dass die dunkle Farbe der Rinde hauptsächlich als Folge der Veränderung der die grösseren Silicattheilchen verbindenden Grundmasse anzusehen ist. Die Rinde umgibt den Stein in ziemlich gleichförmiger Dicke.

Was das von mir benützte Material betrifft, so standen mir durch die Güte des Herrn Hofrathes Dr. G. Tschermak zwei Dünnschliffe und ein 9 Gramm schweres Schnittstück, durch die freundliche Vermittlung des Herrn Directors A. Brezina ein Dünnschliff ohne (Acq. 1877, IV, *b*) und drei mit Rinde zur Verfügung; ich war auf diese Weise auch in der Lage, eine Abbildung der Rinde herstellen zu können. Daher erlaube ich mir an dieser Stelle dem Herrn Hofrath Tschermak für die mannigfache Unterstützung und Förderung, welche er mir bei meinen Studien hat angedeihen lassen, meinen wärmsten Dank auszusprechen. Desgleichen danke ich Herrn Director Brezina für das freundliche Entgegenkommen, womit er die Schätze des Wiener Hofmuseums für die Untersuchung zugänglich machte.

Wien, Mineralog.-petrograph. Univ.-Inst. Juli 1893.

Digitized by Google

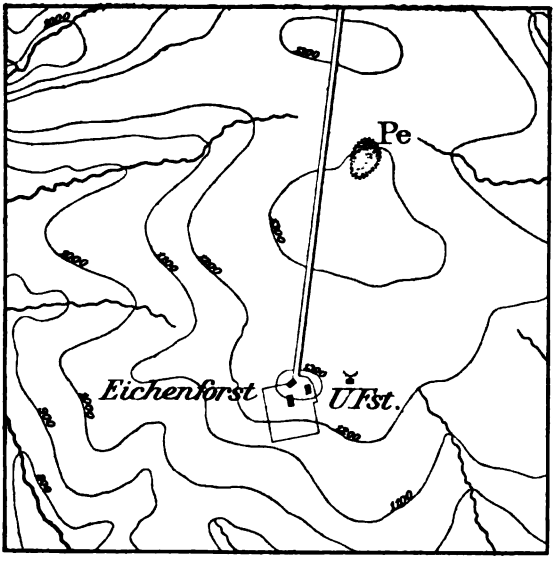
XIX. Beitrag zur Kenntnis der Ostharzer Eruptivgesteine.

Von **Dr. Ferdinand Hornung.**

Bei Gelegenheit eines Aufenthaltes in der Gegend von Stolberg im Harze fand ich ein zwar kleines, aber rücksichtlich seiner Lagerung wie seiner petrographischen Beschaffenheit so bemerkenswertes Gestein, dass eine kurze Beschreibung desselben auch weiteren Kreisen einiges Interessante bieten dürfte.

Fundort und annähernde Ausdehnung sind auf dem hier bei gedruckten Kärtchen, welches einen Theil der Section Stolberg de preussischen Landesaufnahme im Originalmasstabe (1 : 25.000) wieder gibt, verzeichnet.

Fig. 1.



Das Gestein bildet ein Blockwerk von nuss- bis kopfgrossen, eckigen, mehr oder weniger kantengerundeten Stücken, wie die meisten Harzer Eruptivgesteine innerhalb der dem Feldgeologen zugänglichen Tiefen. Im frischesten Zustande hat es eine hell graubraune bis gelbgraue Farbe und ziemliche Härte, meist ist es aber tief dunkelroth, local violettgrau gefärbt, und dann ist es zugleich sichtbar zersetzt und weich. In manchen Handstücken gleichmässig

Digitized by Google

dicht erscheinend, zeigt es in anderen zahlreiche, erbsen- bis taubeneigrosse Höhlungen, welche mit einem weissen, fettig anzufühlenden Steinmarke gefüllt sind.

Das mikroskopische Bild ist ein von Schliff zu Schliff und von Handstück zu Handstück sich ziemlich stark veränderndes. In der Grundmasse selbst kann man stets zwischen einem höchst feinkörnigen, schwach doppelbrechenden, weich verwaschenen Magma und darin eingebetteten grösseren, nie scharf und geradlinig, sondern lappig umgrenzten Individualisationen von Quarz unterscheiden. Die relative Anzahl der letzteren, sowie ihre zwischen 0·01 und 0·05 Millimeter schwankende Grösse bedingen im wesentlichen die erwähnte Verschiedenheit in der mikroskopischen Erscheinung der Grundmasse. Diese selbst ist im gewöhnlichen Lichte glasklar, aber erfüllt von einem hell graugelben, halb durchscheinenden, bis undurchsichtigen Staube, dessen einzelne Partikel in manchen Präparaten zur Grösse deutlicher Körner anwachsen. In den erwähnten dunkelrothen oder violettgrauen Gesteinsvarietäten ist die Grundmasse mehr oder weniger mit flockigem bis körnigem, amorphem Eisenoxyd erfüllt, und von jenem hell graugelben Staube ist dann nichts mehr zu entdecken.

Eine constante, in jedem Präparate leicht aufzufindende Krystallausscheidung dieser Grundmasse ist Apatit. Derselbe erscheint in vollkommen frischen, meist quergesprungenen, bis 0·4 Millimeter langen und 0·05 Millimeter breiten Säulen, welche nicht selten runde Einschlüsse von Grundmasse führen. Die dazu gehörenden sechsseitigen Querschnitte sind gleichfalls häufig. Neben diesen nie fehlenden, relativ grossen Säulen finden sich in manchen Präparaten auch kleinere in ansehnlicher Menge, deren Grössenverhältnisse jedoch nicht über 0·03 Millimeter : 0·003 Millimeter steigen. Letztere sind gleichfalls durch starke Lichtbrechung ausgezeichnet; über Art und Grösse der Doppelbrechung und über ihr chemisches Verhalten konnten dagegen ihrer Kleinheit wegen keine sicheren Beobachtungen angestellt werden. Wahrscheinlich sind auch sie Apatit.

Nächst dem Apatit treten besonders parallelepipedische Schnitte eines mehr oder weniger umgewandelten Minerales hervor. Im frischeren Zustande erscheint das Mineral nach der Längsrichtung deutlich + doppelbrechend, doch beobachtet man nie eine gleichmässige Auslöschung, vielmehr erscheint die Substanz infolge localer Richtungsänderungen der Hauptelasticitätsaxen eigenthümlich gewellt und geflammt. An einzelnen Individuen stellt sich hier und da,

Digitized by Google

besonders an der äusseren Umrandung und auf Spältchen im Innern, stark doppelbrechende Glimmersubstanz ein, welche bei anderen überhand nimmt, so dass alles Uebrige verschwindet und damit ein Körper vom Ansehen des Pinites vorliegt. Uebrigens ist die Masse in jedem Zustande meist vollkommen farblos und durchsichtig; nur selten und fleckweise ist sie hier und da fuchsroth angewischt, eine Erscheinung, welche wohl mit der erwähnten Eisenoxydimprägnation der Grundmasse in Beziehung zu bringen ist, aber insofern einiges Interesse bietet, als diese fuchsrothen Flecke starken Pleochroismus zeigen, welcher der ungefärbten Substanz fehlt. Zugleich ist das eben charakterisirte Mineral der Wirth eines anderen, welches sehr stark doppelbrechende, stets rauh erscheinende, bunt guillochirte Körner von unregelmässiger Umgrenzung darstellt: wohl Titanit.

Was ersteres Mineral ursprünglich gewesen sein mag, lässt sich natürlich nur vermuthen. Trotzdem bestehen Beziehungen, welche solche Vermuthungen so weit stützen, dass sie ausgesprochen zu werden verdienen. Ein gleicher Art umgewandeltes Mineral von gleicher Form und gleichen optischen Eigenschaften findet sich reichlich im Melaphyr eines Steinbruches nördlich vom Lienberge bei Wiegersdorf, Blatt Nordhausen. Jener Melaphyr verräth schon äusserlich durch seine hell rothbraune Farbe, dass er im ganzen umgewandelt ist, und diesem Zustande entspricht auch die Erscheinung des in Rede stehenden Minerales vollkommen. Da nun aber anderwärts im selbigen Melaphyrlager, z. B. im Stiftssteinbruche an der Netzwiese, Blatt Benneckenstein, im relativ frischen, schwarzen Melaphyr dieselben parallelepipedischen Mineralschnitte vorkommen und hier frischem Enstatit zugehören, so ist der Schluss nicht ungerechtfertigt, dass auch das betreffende umgewandelte Mineral des Melaphyres vom Lienberge und weiter auch dasjenige des Eichenforster Gesteines ursprünglich Enstatit war.

Quarz in Form echter Körner, welche alsdann in der für Porphyrquarz charakteristischen Art eingebuchtet sind, ist sehr selten. Häufiger erscheint er als Mosaik, pseudomorph, mit hin und wieder recht deutlicher sechs- oder achtseitiger Umgrenzung am Platze einst sehr gut krystallisirter, im übrigen aber spurlos hinweggelöster Mineralien.

Heller Glimmer in einer Form, welche nicht sofort an secundäre Entstehung gemahnt, ist spärlich; und ein directer Beweis, dass nicht auch die wenigen Schüppchen, welche sich hier und da in der Grundmasse verstreut finden, secundären Ursprunges seien,

Digitized by Google

ist nicht zu erbringen. Das Gegentheil ist sogar wahrscheinlicher; denn dass Glimmer unabhängig von der localen Präexistenz gewisser anderer Mineralien auch einfach dort krystallisiren kann, wo gerade Raum ist, wird dadurch bewiesen, dass die feinen Querbrüche der oben erwähnten Apatitsäulchen mit Glimmer gefüllt sind, was man deutlich erkennt, wenn man die Apatitsubstanz auflöst.

Das die Blasenräume unseres Gesteines ausfüllende Steinmark unterscheidet sich mikroskopisch von gleichnamigen ähnlichen Mineralien anderer Localitäten dadurch, dass es aus feinen, schwach doppelbrechenden, weich ineinander verwaschenen Partikeln besteht, ohne Andeutung einer nadeligen oder schuppigen Structur. Es ähnelt der Gesteinsgrundmasse, so weit diese nicht als Quarz individualisirt erscheint, in hohem Grade, doch spricht der grosse Härte- und Festigkeitsunterschied beider gegen ihre Identität.

Grundmasse und Steinmark sind vor dem Löthrohr unschmelzbar.

Es ist nach Vorstehendem leicht zu verstehen, dass die Unterscheidung jenes Gesteines von den Thonschiefern und Diabasen der Umgegend nicht die geringste Schwierigkeit bietet. Wenn es aber trotzdem über den auf dem Kärtchen bezeichneten Lagerort hinaus nicht nachzuweisen war, obgleich dahingehende Versuche schon in nächster Nähe durch zahlreiche Forstwege und vor allem durch die beiden unmittelbar östlich und westlich vom Fundpunkte tief eingeschnittenen Thalsysteme begünstigt wurden, so hat man mangels directen Aufschlusses eines Liegenden mit beiden Möglichkeiten zu rechnen, dass es entweder einen Gang oder Gangstock von allerdings sehr bescheidenen Dimensionen, oder ein Lager, eine Decke, respective den sehr spärlichen Ueberrest einer solchen bildet. Letztere Eventualität liesse der Frage Raum, ob wir es hier überhaupt mit einem Eruptivgesteine im engeren Sinne zu thun haben, und nicht etwa mit Thonstein oder Tuff, wie solcher beispielsweise unweit westlich von hier in ähnlicher Meereshöhe den Melaphyr überlagert und mit befriedigender Sicherheit weder makroskopisch, noch mikroskopisch von echten Ergussgesteinen unterschieden werden kann.

Es würde zu weit führen, alles aufzuzählen, was von dyassischen Thonsteinen u. s. w. in Rücksicht auf das Eichenforster Gestein untersucht und ohne jede Ausnahme als etwas ganz anderes in petrographischer Beziehung erkannt wurde. Ein positiver Schluss auf die Entstehungsweise unseres Gesteines ist hieraus ohnehin nicht

Digitized by Google

zu ziehen, wie denn bekanntlich aus Material und Structur allein in jener Beziehung überhaupt nicht viel gefolgert werden kann. Gleichwohl bin ich der Meinung, dass hier ein Eruptivgestein vorliegt, und stütze dieselbe mangels besserer Gründe auf das Vorhandensein jener oben erwähnten, jetzt mit Steinmark gefüllten runden Hohlräume oder Blasen, welche ja so oft in Eruptivgesteinen auftreten und für manche geradezu charakteristisch sind.

Verglichen mit den übrigen Eruptivgesteinen der Gegend zeigt unser Gestein — mag es einstweilen Eichenforstporphyr heissen, bis besser erhaltene Fundstücke die Grundlage für eine rationelle Bezeichnung liefern — eine Ausbildung, welche nicht gestattet, es dem einen oder anderen von jenen näher beizuordnen. Von den dortigen Melaphyren und dem Porphyrit unterscheidet es sich scharf durch seine Grundmasse, welche die eines echten Quarzporphyrs ist, wie solche z. B. hier im Leipziger Kreis eben so artenreich, wie massenhaft vertreten sind. Dagegen nähert es sich wieder gerade den Harzer Melaphyren durch den (hypothetischen) Enstatit, durch welchen es zu dem Melaphyr des Neustadt-Ilfelder Hauptlagers in Beziehung träte, und durch den Apatit, welcher sich im Glimmermelaphyr des Lehnberges, wenn auch nicht ganz so reichlich, wiederfindet. Der Querbergporphyr dagegen, obwohl Quarzporphyr, ist durch seine eigenthümliche Grundmassenausbildung, ferner durch seinen Quarz-, Orthoklas- und Glimmerreichthum, besonders wenn das Material des eigentlichen Querbergmassivs in Frage kommt, vom Eichenforstporphyr streng unterschieden, während der Schwarze Porphyr des Harzes hier überhaupt nicht in Vergleich zu bringen ist. Anders steht es mit dem Grauen Porphyr des Harzes, welcher in manchen seiner zahlreichen Varietäten, besonders hinsichtlich der Constitution der Grundmasse, des local starken Zurücktretens, ja Fehlens des gekörnten Quarzes, sowie auch in der localen Anwesenheit pinitischer Umwandlungsproducte, welche nicht immer als „echter Pinit“ definirbar sind, manche Aehnlichkeit mit dem Eichenforstporphyr aufweist. Letzterem fehlen dagegen Kalk- wie andere Carbonate zum Unterschiede vom Grauen Porphyr, welcher stellenweise reich daran ist, vollständig.

Ueber das Alter des Eichenforstporphyrs lässt sich mit Bestimmtheit nichts anderes sagen, als dass er jünger ist, als die Stufe der Wiederschiefer. Doch dürfte die Annahme nicht unzulässig

Digitized by Google

sein, dass dieselben Bewegungen der Erdrinde, welche so zahlreiche andere, ihm mehr oder weniger verwandte Gesteine in dortiger Gegend aus dem Erdinnern aufsteigen machten, auch seine Eruption herbeiführten, dass er also wohl dyassischen Alters ist.

Letztere Voraussetzung, vereinigt mit jener: dass der Eichenforstporphyr eine Decke bildet, würde nun zu einer allerdings überraschenden Schlussfolgerung führen. Sämmtliche dyassischen Gesteinsdecken in sehr weiter Umgegend, die zahlreichen Deckenreste der Zechsteinformation auf dem Harzer Südrande mit eingeschlossen, haben südliches Fallen; sie alle zwingen durch ihre Lage dazu, die obere Querprofillinie des Harzes für die Zeit der Dyas nicht unbeträchtlich hoch über die heutige zu construiren: hier dagegen läge nun eine nördlich einfallende Decke vor, und dieser Umstand würde beweisen, dass das Harzgebirge schon damals in seinem Innern beträchtlich erodirt sein musste, local, eben hier, bis zur Tiefe unserer heutigen 1300 Fuss Horizontalcurve; oder dass später Dislocationen stattfanden, durch welche diese Decke in ihre abnorme Lage gebracht wurde.

Hiernach will ich aber nochmals darauf hinweisen, dass die Frage: ob Gang, ob Lager, einstweilen unbeantwortet ist, dass das Gesteinsvorkommen allem Augenschein und Vermuthen entgegen ebensowohl ein gangförmiges sein kann, was nicht zum wenigsten gerade deshalb wahrscheinlicher wird, weil sich aus der Annahme der Lagernatur vorstehende befremdliche Consequenzen ergeben.

Ein den Harzrand im engeren Sinne durchbrechender Eruptionscanal, wie er alsdann hier vorläge, dürfte aber ein kaum geringeres Interesse in Anspruch nehmen, indem er unter anderem andeuten würde, unter welchen geographischen Verhältnissen andere dergleichen, z. B. die bislang wohl nicht nur von mir allein vergeblich gesuchten Eruptionsschlünde der westlicheren Eruptivdecken, noch gefunden werden können.

Einstweilen dürfen wir hoffen, dass die fortdauernden Veränderungen der Aufschlussverhältnisse, welche durch eine rationell betriebene Forstwirthschaft verursacht werden, in Zukunft auch in das Dunkel dieser Fragen Licht bringen.

Handstücke des Eichenforstporphyrs sind im Museum für Naturkunde zu Berlin niedergelegt.

Leipzig, im Jänner 1893.

Digitized by Google

XX. Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner.

Von **F. Becke.**

(Mit Tafel XII und XIII und 8 Textbildern.)

Südlich vom wasserscheidenden Hauptkamme der hohen Tauern erhebt sich das krystallinische Gebirge der Centralkette zwischen dem Tauferer Boden im Westen und dem Defferegggen-Thal im Osten in der Rieserferner Gruppe zu bedeutenden Höhen. Hier treten in den krystallinen Schiefern granitisch körnige Gesteine auf, die nach den Untersuchungen von F. Löwl[1]) zwei zusammenhängende Kerne bilden, welche einst von der Schieferhülle völlig umschlossen erst durch die fortschreitende Denudation entblösst wurden.

Der östliche langgestreckte Rieserkern culminirt im Hochgall; der westliche Reinwaldkern wird an seinem Nordrand vom Reinthal durchsägt, das in einer tiefen, durch die Reinfälle bekannten Klamm den Tauferer Boden in der Nähe des Weilers Winkel erreicht. Die Klamm beginnt mit dem Tobelfall bei der Tobelbrücke, und zieht zwischen dem Höhenkofel links und dem mit einer Ruine gekrönten Burgkofel rechts zu Thal. In dieser Klamm und in dem etwa halbwegs zwischen Winkel und Bad Rein beim sogenannten Sager einmündenden Geltthal, welches den Tonalitkern in seiner

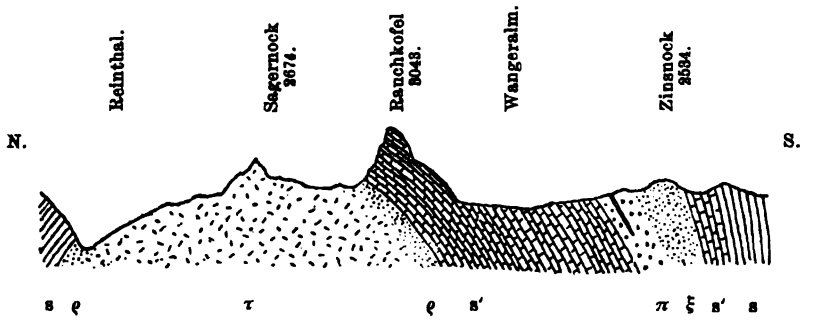
[1]) F. Löwl, Die Tonatlitkerne der Rieserferner in Tirol. Petermann's Mittheilungen. 1893, Heft IV und V. Das Gestein aus dem Reinthal wird bereits von G. vom Rath nach Handstücken der Innsbrucker Sammlung als Tonalit erwähnt, und zwar schon in jener Arbeit, in der der Name Tonalit für das Adamellogestein eingeführt wurde (Zeitschr. d. deutschen geol. Gesellsch. 1864, pag. 249). Später wurde das Rieserfernergestein besprochen von F. Löwl, Ein Profil durch den Westflügel der hohen Tauern (Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1881, pag. 448). Damals erkannte Löwl noch nicht die intrusive Natur des Gesteins. Ebensowenig kam Teller, von dem die erste treffliche geologische Aufnahme des Gebietes herrührt, zur richtigen Auffassung. Er nahm einen allmählichen Uebergang des granitischen Kernes in die Schieferhülle an und dachte sich beide in „syngenetischem Verband", das heisst gleichalteriger Bildung (Verhandl. der k. k. geol. Reichsanstalt. 1882, pag. 342). E. Suess erwähnt im „Antlitz der Erde", I, pag. 321, den „Dom von Granit" in Zusammenhang mit dem grossen Südtiroler Tonalitbogen.

Digitized by Google

ganzen Breite bis zum Südflügel der Schieferhülle durchzieht, findet man die trefflichsten Aufschlüsse über den Verband des körnigen Gesteins mit seiner Schieferhülle.

Das granitisch-körnige Gestein ist in seiner Hauptmasse ein typischer Tonalit.[1]) Nach Löwl's Beobachtungen, von deren Richtigkeit ich mich unter seiner freundlichen Führung im August 1892 in der Umrandung des Reinwaldkernes überzeugen konnte, bildet der Tonalit einen gewölbten Kern, dem sich die Schiefer (Stache's Gneissphyllit) allseitig im grossen und ganzen anschmiegen; wäre irgendwo eine horizontale Basis für das körnige Massengestein sichtbar, so würde der Reinwaldkern ein geradezu classisches Beispiel eines theilweise aus seiner Umhüllung befreiten Lakkolithen darstellen.

Fig. 1.



Durchschnitt des Reinwaldkerns 1 : 100.000 nach Löwl.

τ Kerntonalit.
ϱ Randgesteine.
ξ Quarzglimmerdiorit vom Zinsnock.
π Pegmatit.
s Schiefer.
s' Schiefer mit Pegmatitlagern.

Wenn man die Grenze zwischen Kern und Hülle genauer prüft, so findet man allenthalben die deutlichsten Beweise der Intrusion. Die Grenze, welcher im allgemeinen die Schieferung der Hülle folgt, zeigt im einzelnen allerhand Ausbuchtungen, und in den der Grenze benachbarten Schieferlagen findet man an zahlreichen Stellen Radialgänge, die die Schieferhülle quer durchsetzen und mit diesen oft in sichtbarem Zusammenhang Lagergänge,

[1]) Vergl. G. vom Rath, l. c.

Digitized by Google

welche die Schichtfugen des Schiefers auseinander gedrängt haben. Solche Lagergänge kommen wohl in sehr verschiedenen Dimensionen vor, und es hindert nichts, die dem Reinwaldkern südlich vorliegende mit ihrem Zubehör von Pegmatiten etwa 1200 Meter mächtige Masse des Zinsnocks ebenfalls als einen solchen nur ungewöhnlich mächtigen Lagergang aufzufassen. Die intrusive Natur des Kerngesteins wird ausserdem bekräftigt durch die an manchen Stellen massenhaft vorhandenen Einschlüsse, die zum Theil mit dem Nebengestein übereinstimmen und in den verschiedensten Dimensionen von viele Meter grossen Schollen bis zu handgrossen und noch kleineren Fetzen herabsinken.

Die allgemeinen Lagerungsverhältnisse werden durch das beistehende Profil (Fig. 1), welches nach Löwl copirt ist, wiedergegeben. Bezüglich der Details sei auf die citirte Arbeit von Löwl hingewiesen, welche von einer Uebersichtskarte begleitet ist, ferner auf die treffliche Aufnahme des Blattes Bruneck der österreichischen Specialkarte 1 : 75.000, die von Teller durchgeführt wurde, und von der k. k. geol. Reichsanstalt in Wien bezogen werden kann. Obzwar Teller zu einer unhaltbaren Auffassung des Verhältnisses zwischen Kerngestein und Schieferhülle gelangte, ist die Wiedergabe des thatsächlich Beobachteten in dieser Karte ganz vorzüglich.

I. Die Gesteine des Reinwaldkerns.

Das Gestein des Reinwaldkerns ist in seinen centralen Partien von auffallender Gleichmässigkeit. Typisches und frisches Materiale liefern die Schutthalden, welche von dem westlichsten Tonalitgipfel (Wasserfallspitze) gegen das Reinthal und den Tauferer Boden herabziehen, ferner die zahllosen Blöcke, welche den mittleren Theil des Reinthals zwischen der Mündung des Geltthals und der Klamm erfüllen. Auf dieses typische mittelkörnige Gestein passt Wort für Wort die Beschreibung, welche G. vom Rath vom Tonalit des Adamello geliefert hat. Es ist ein hellgefärbtes mittelkörniges Gestein, in dem schneeweisser Feldspath mit etwas perlmutterglänzenden Spaltflächen und hellgrauer Quarz den Grund abgeben, von dem sich die dicksäulenförmigen Biotitkrystalle und die schlankeren rabenschwarzen Hornblendesäulen grell abheben.

Digitized by Google

Wo man Gelegenheit hat, diesen Normaltonalit in grösseren Aufschlüssen zu verfolgen, wie beispielsweise in den flachgeneigten Felsplatten, über die man von der äusseren Geltthalalpe gegen die Elferscharte hinansteigt, bemerkt man nicht selten die rundlichen dunklen basischen Ausscheidungen oder „Schlierenknödel", wie sie Reyer genannt hat, die an angewitterten Stellen infolge der leichteren Zerstörung des vorherrschenden Biotits rundliche Löcher hinterlassen. Dagegen liefern die mitvorkommenden durch schuppig vertheilten Biotit ebenfalls braun gefärbte Einschlüsse von Schiefergneiss hervorragende Buckel.

Nicht eben selten sieht man an farbigen Gemengtheilen angereicherte Partien in eigentlichen Schlieren auftreten. An den Blöcken, die im Reinthal oberhalb der Mündung des Lanebachs herumliegen, habe ich solche dioritische Schlieren einigemale beobachtet; leider nicht am anstehenden. Die rohe Parallelstructur, die sich an diesen Blöcken kundgibt, geht im Handstück fast verloren. Obzwar Spuren von Dynamometamorphose nicht fehlen, kann diese Parallelstructur nicht durch nachträgliche Schieferung erklärt werden. Es handelt sich hier um schlierige Erstarrung des Magmas.

Eine andere gleichfalls an vielen granitischen Gesteinen wohlbekannte Erscheinung sind die schmalen hellgefärbten aplitischen Gänge, welche bald feinkörnig, bald pegmatitisch ausgebildet, das Gestein wie ein Netzwerk durchziehen und an denen man bisweilen beobachten kann, dass sie die basischen Concretionen durchsetzen, ohne die Theile merklich gegen einander zu verschieben.

Nur selten wird die Einförmigkeit dieses Normalgesteins durch schmale Gänge eines dunklen porphyritischen Gesteins unterbrochen (Aufstieg von der inneren Geltthalalm gegen den Geltthalferner, Elferscharte).

Mannigfaltiger und unruhiger wird das Gesteinsbild, wenn man sich der Schiefergrenze nähert. Die Verschiedenheiten beziehen sich theils auf die Structur, theils auf den Mineralbestand.

Ganz allgemein beobachtet man in der Randzone ein Feinerwerden des Kornes. Die grossen Glimmer- und Hornblendesäulen werden seltener, Biotit verbreitet sich in kleinen xenomorphen Schuppen im ganzen Gestein, welches dadurch sein charakteristisches schwarzweiss gefleckte Aussehen verliert. Dabei kann die mineralogische Zusammensetzung noch nahezu die gleiche sein. Durch die

Digitized by Google

hier und da auftretenden grösseren Plagioklaskrystalle, die vereinzelten grösseren Biotite und Hornblenden wird eine Annäherung an porphyrartige Structur angedeutet, die jedoch nie auffallend hervortritt. Wir wollen diese Varietät feinkörnigen Randtonalit nennen. Typische Vertreter findet man im Reinthal bei der Tobelbrücke und auf den Schutthalden, die gegen den Höhenkofel herabziehen.

Das Eintreten dieser Structuränderung wird oft von einer Aenderung in der mineralogischen Zusammensetzung begleitet. Kalifeldspath, der im Normaltonalit gegenüber Plagioklas und Quarz fast verschwindet, tritt in grösserer Menge auf, gleichzeitig verliert sich die Hornblende gänzlich aus dem Gemenge; dabei bleibt aber immer noch Plagioklas mit basischem Kerne wesentlicher Gemengtheil. Nach der mineralogischen Zusammensetzung könnte man das Gestein als Granitit classificiren, obwohl es von typischem Granitit in der Structur und in der Ausscheidungsfolge abweicht. Um diesen Unterschied zur Geltung zu bringen und die Beziehung zum Kerntonalit anzudeuten, mag diese Varietät als Randgranitit bezeichnet werden.

Ein grosser Theil der Intrusionen in der Schieferhülle (überhängende Felswand am Weg vom Winkelbad zu den Reinfällen, Gang bei Mitterthal, südlich vom Reinwaldkern) fällt dieser Varietät zu.

Das schöne Gestein der mächtigen Intrusivmasse des Zinsnocks theilt mit der eben besprochenen Varietät den Mangel an Hornblende, dagegen ist die Menge des Mikroklin noch so gering, dass hier die Bezeichnung Quarzglimmerdiorit das richtige trifft.

In den an Kalifeldspath reicheren Varietäten des Randgranitits tritt stellenweise Mikroklin gleichsam porphyrisch aus dem mittel- oder feinkörnigen Gesteine hervor. Es ist aber sehr zweifelhaft, ob diese bis 3 Centimeter grossen, milch- oder bläulichweissen Körner, die bisweilen Karlsbader Zwillingsbildung verrathen, als echte Einsprenglinge aufzufassen sind. Typische Blöcke dieser Varietät, die als porphyrartiger Randgranitit bezeichnet werden soll, findet man bei der Tobelbrücke im Reinthal und in den mächtigen Schutthalden, welche von der Wasserfallspitze gegen den Höhenkofel herabziehen und durch ihren Reichthum an gneissähnlichen Einschlüssen ausgezeichnet sind.

Ueber den gegenseitigen Verband dieser Varietäten in der Randzone und mit dem Kerntonalit kann ich keine bestimmten

Digitized by Google

Angaben machen. Man erhält den Eindruck, als wären diese Varietäten unbestimmt gegeneinander abgegrenzt und durch Uebergänge untereinander und mit dem Kerngestein verbunden; auch Löwl kommt zu dem Resultat, dass die Randgesteine „wolkig" in den Kerntonalit verfliessen.[1]) Nach Löwl's Angabe herrschen diese Randgesteine im Rieserkern bedeutend vor.

Für eine fernere Gesteinsvarietät lässt sich dagegen an mehreren Stellen deutlich gangförmiges Aufsetzen erkennen. Die schmalen aplitischen Adern im Kerntonalit wurden schon erwähnt. In grösserem Masstab wurden solche Aplitgänge in der Randzone beobachtet. Die deutlichste Stelle findet sich am Nordwestabhange des Burgkofels, wo derartige Gänge von grösserer Mächtigkeit sowohl im Kerntonalit als im porphyrartigen Randgranitit auftreten. Das Gestein dieser Gänge zeigt feines oder mittleres Korn, ist arm an Biotit und zu ihm gesellt sich in nicht ganz unbeträchtlicher Menge Muscovit als primärer Gemengtheil. Dieses Gestein enthält gleichwohl immer noch die charakteristischen zonar struirten Plagioklase mit recht basischen Kernen, und wenn wir es als aplitähnlich bezeichnen, so ist es doch in seiner mineralogischen Zusammensetzung ebensoweit entfernt vom eigentlichen Aplit, wie der Tonalit vom Granit; es mag als aplitähnlicher Randgranit bezeichnet werden.

Die Randgesteine zeigen an mehreren Stellen local eine sehr grobkörnige Structur, und vermitteln so den Uebergang zu den grobkörnigen Pegmatiten, denen eine gesonderte Besprechung vorbehalten ist.

Die verschiedenen Varietäten unterscheiden sich merklich in den Mengenverhältnissen, zum Theil auch in der Art der Gemengtheile. Es wäre eine lehrreiche Aufgabe, diesen Verschiedenheiten auch in chemischer Beziehung nachzugehen. Dies muss künftigen Untersuchungen überlassen bleiben. Inzwischen können aber die

[1]) In den von Löwl publicirten Profilen sind diese Randgesteine mit δ Diorit bezeichnet, einer petrographisch nicht ganz zulässigen Abkürzung für Quarzglimmerdiorit. Als solchen hatte ich die mir zuerst bekannt gewordenen Randgesteine bestimmt; die mikroklinreicheren Varietäten, auf welche diese Bezeichnung nicht mehr passt, lernte ich erst später kennen. Ich muss diese Verhältnisse erwähnen, da man bei flüchtiger Betrachtung von Löwl's Profilen auf den Gedanken kommen könnte, die Intrusivmassen der Rieserferner hätten dioritische (basische) Randzonen. Dies ist nirgends der Fall, vielmehr sind die Randzonen durchwegs saurer und alkalireicher als der Kern.

Digitized by Google

unten folgenden Zahlen für das specifische Gewicht der aufgezählten Varietäten einen Masstab abgeben für den Betrag, den diese Unterschiede erreichen. Die Zahlen wurden durch Wägung grösserer möglichst frischer Stücke des Gesteines mittelst der hydrostatischen Wage bestimmt.

	s
Dioritische Schlieren im Kerntonalit (Reinthal) . .	2·917
Normaltonalitblöcke im Reinthal	2·790
Kleinkörniger Randtonalit, Höhenkofel	2·731
Quarzglimmerdiorit, Zinsnock	2·688
Porphyrartiger Randgranitit, Höhenkofel	2·665
Aplitartiger Randgranit, Burgkofel	2·626

Vorgreifend mag hier gleich erwähnt werden, dass für den gangförmig auftretenden Tonalitporphyrit der Geierrast die Zahl 2·683 erhalten wurde.

Diesem Wechsel des specifischen Gewichtes entspricht ein solcher in der Art (vergl. Plagioklas) und Menge der Gemengtheile. Das letztere Verhältnis kann leicht übersehen werden, da die feinere Vertheilung der farbigen Gemengtheile in den Randgesteinen ihr Zurücktreten an Menge verhüllt. Sehr klar ergibt es sich aus folgenden Versuchen, die wesentlichen Gemengtheile nach dem specifischen Gewichte quantitativ zu trennen. Es diente hierzu von den feinsten staubartigen Theilchen durch Schlämmen befreites Pulver des Normaltonalits (Blöcke im mittleren Reinthal) und des porphyrartigen Randgranitits (Höhenkofel). Das Pulver wurde mittelst schwerer Flüssigkeit nach abnehmendem specifischen Gewicht in Partien zerlegt und die erhaltenen Pulvermengen gewogen.

	Normaltonalit	Randgranitit	Besteht aus:
I. $s > 2{\cdot}73$	39·6 Proc.	10·5 Proc.	Biotit u. Hornblende, Apatit etc.,
II. $s > 2{\cdot}63$	57·8 „	46·9 „	Plagioklas und Quarz,
III. $s > 2{\cdot}58$	1·2 „	24·1 „	Mikroklin mit natronreichem Plagioklas,
IV. $s < 2{\cdot}58$	1·4 „	18·5 „	fast reinem Mikroklin.

Mikroskopische Physiographie der Gemengtheile.

Untersuchungsmethoden.

Bei den zu schildernden Untersuchungen kamen zum ersten Male in systematischer Weise jene Methoden zur Anwendung, über

Digitized by Google

welche in diesen Mittheilungen zum Theil schon berichtet wurde, und welche hauptsächlich darauf ausgingen, die verbreiteten, namentlich die farblosen Gemengtheile mit grösserer Schärfe und übersichtlich zu unterscheiden, nicht nur das Vorhandensein von Quarz, Plagioklas, Orthoklas zu erweisen, sondern gleichzeitig deren Vertheilung im Dünnschliff mit einem Blick zu übersehen. Diese Methoden haben sich zum Theil während des Studiums dieser Gesteine aus anfänglichen tastenden Versuchen entwickelt. Gegenwärtig sind sie so vervollkommnet, dass sie mit Sicherheit gehandhabt werden können und ein zuverlässiges Hilfsmittel bei der Untersuchung darbieten. [1]) Die Aetz- und Färbemethode kann mit Vortheil auch auf angeschliffene Flächen der Handstücke angewendet werden.

In einer in den Sitzungsberichten der Wiener Akademie publicirten Studie [2]) habe ich gezeigt, in welcher Weise man die Lichtbrechungsunterschiede der Gesteinsgemengtheile zur Bestimmung benützen kann.

Um kleinere Unterschiede der Lichtbrechung zu erkennen, kann man sich entweder starker Abblendung bei centraler Beleuchtung oder schiefer Beleuchtung bedienen.

Im ersteren Falle beobachtet man ein charakteristisches Verhalten an den Grenzen stärker und schwächer lichtbrechender Durchschnitte bei verschiedener Einstellung des Tubus. Nehmen wir an, wir hätten einen Durchschnitt eines stärker lichtbrechenden Minerals umschlossen von einem schwächer lichtbrechenden. Bei stark eingeengtem Beleuchtungskegel erscheint die Grenze bei einer bestimmten Einstellung als haarscharfe Linie. Hebt man den Tubus, so entwickelt sich auf der Seite des stärker lichtbrechenden Durchschnittes eine schmale Lichtlinie, die sich bei weiterer Hebung verbreitert und verschwimmt. Bei Senkung des Tubus erhält man dieselbe Erscheinung auf der Seite des schwächer lichtbrechenden Minerales. Die Lichtlinie an der Grenze lässt durch eine optische Täuschung den ganzen Durchschnitt heller beleuchtet erscheinen als die Umgebung. Es erscheint also bei einer Hebung (Senkung) des Tubus das stärker (schwächer) lichtbrechende Mineral heller erleuchtet.

[1]) Vergl. diese Mitth., XII.

[2]) F. Becke, Ueber die Bestimmbarkeit der Gesteinsgemengtheile auf Grund ihres Lichtbrechungsvermögens. Sitzungsber. der Wiener Akad. I. Abth., 1893, Juliheft.

Digitized by Google

Vorausgesetzt ist, dass die Grenze rein sei von fremden Körpern (Zersetzungsproducten, Einschlüssen, Glashäutchen zwischen den Durchschnitten etc.). Die erforderliche Einengung des Beleuchtungskegels erzielt man am besten durch Einschaltung einer Irisblende unter dem Polarisator (bei den Instrumenten von Fuess) oder durch Senken des den Polarisator tragenden Armes, nachdem über demselben eine passende Blende angebracht wurde (bei den Instrumenten von Reichert).

Bei Beobachtung mit schiefer Beleuchtung, die bei den Fuessschen Mikroskopen leicht durch seitliche Verschiebung der halbgeöffneten Irisblende erzielt werden kann, beobachtet man bei Verschiebung der Irisblende nach rechts, dass die im Bilde nach rechts gewendeten Grenzen der stärker lichtbrechenden Durchschnitte heller erleuchtet erscheinen, wodurch sie sich plastisch von der schwächer lichtbrechenden Umgebung abheben. Derselbe Effect kann erzielt werden, indem man über dem Ocular die Randstrahlen mit einem von rechts gegen die Mitte vorgeschobenen Schirm abfängt, z. B. mit dem Mikrorefractometer von S. Exner.

Mittelst dieser Hilfsmittel kann man noch sehr geringe Unterschiede der Lichtbrechung wahrnehmen. Ein Unterschied von $^1/_{1000}$ im Brechungsexponent der aneinandergrenzenden Durchschnitte ist noch wahrnehmbar.

Dieses bisher ziemlich vernachlässigte Hilfsmittel lässt nun den Orthoklas, dessen Brechungsexponenten weit unter denen aller Plagioklase und des Quarzes stehen, mit Leichtigkeit und auf einen Blick von den anderen farblosen Gemengtheilen unterscheiden. Ganz sicher ist unbewusst die Unterscheidung häufig unter Benützung dieser Lichtbrechungsunterschiede erfolgt. Ich halte dieses diagnostische Mittel für weitaus zuverlässiger als die optische Orientirung und die mangelnde Zwillingsstreifung.

Die Plagioklase gestatten aber, wofern sie mit Quarz verwachsen vorkommen, eine noch viel genauere Bestimmung unter dem Mikroskope, als bis jetzt mit Hilfe der Auslöschungsschiefen der zufälligen Durchschnitte in Dünnschliffen möglich war.

Ein Vergleich der mittleren Brechungsquotienten für die verschiedenen Plagioklase und für Quarz lehrt, dass Albit und Oligoklas schwächer, Andesin, Labrador, Anorthit stärker lichtbrechend sind als Quarz.

Digitized by Google

Man kann aber noch weiter gehen, wenn man auf die Verschiedenheiten der Brechungsexponenten infolge der Doppelbrechung Rücksicht nimmt. Jedem Plagioklasdurchschnitt entsprechen hiernach zwei verschiedene Brechungsquotienten, von denen der grössere γ' zwischen β und γ, der kleinere α' zwischen α und β liegen muss. Ebenso liefern die Quarzdurchschnitte zwei verschiedene Brechungsexponenten, von denen der kleinere mit ω identisch ist, während der grössere zwischen ω und ε liegt, sich aber ε nähert, wenn man nur die stark doppelbrechenden, annähernd der Axe parallelen Durchschnitte berücksichtigt.

Wenn man nun solche Durchschnitte aufsucht, in welchen Plagioklas und Quarz aneinandergrenzend gleichzeitig auslöschen, und berücksichtigt, dass hierbei entweder ω und ε mit α' und γ' gleichsinnig, oder unter 90° gekreuzt sein können, so lassen sich 4 verschiedene Vergleiche ausführen; man kann in der Parallelstellung ω mit α' vergleichen, wenn man das Präparat so einstellt, dass ω des Quarzes mit der Schwingungsrichtung des Polarisators übereinstimmt; nach einer Drehung um 90° erhält man den Vergleich von ε und γ'. In der Kreuzstellung lässt sich in derselben Weise successive ω und γ', ε und α' vergleichen.

Da α' und γ' in der Plagioklasreihe regelmässig mit dem Gehalt an Anorthitsubstanz ansteigen, indem beim Albit beide kleiner als ω von Quarz, beim Labradorit dagegen schon beide grösser als ε sind, so lassen sich, wie am angeführten Orte ausführlicher begründet wurde, folgende Abtheilungen der Plagioklasreihe unterscheiden:

	Parallelstellung		Kreuzstellung		Zusammensetzung
I.	$\omega > \alpha'$	$\varepsilon > \gamma'$	$\omega > \gamma'$	$\varepsilon > \alpha'$	$Ab \ldots\ldots Ab_8 An_1$
II.	$\omega > \alpha'$	$\varepsilon > \gamma'$	$\omega = \gamma'$	$\varepsilon > \alpha'$	$Ab_8 An_1 \ldots Ab_3 An_1$
III.	$\omega = \alpha'$	$\varepsilon > \gamma'$	$\omega < \gamma'$	$\varepsilon > \alpha'$	$Ab_3 An_1 \ldots Ab_2 An_1$
IV.	$\omega < \alpha'$	$\varepsilon = \gamma'$	$\omega < \gamma'$	$\varepsilon > \alpha'$	$Ab_2 An_1 \ldots Ab_3 An_2$
V.	$\omega < \alpha'$	$\varepsilon < \gamma'$	$\omega < \gamma'$	$\varepsilon = \alpha'$	$Ab_3 An_2 \ldots Ab_1 An_1$
VI.	$\omega < \alpha'$	$\varepsilon < \gamma'$	$\omega < \gamma'$	$\varepsilon < \alpha'$	$Ab_1 An_1 \ldots An.$

Die Abtheilung I kann als Albit, II als saurer, III als basischer Oligoklas, IV als saurer, V als basischer Andesin bezeichnet werden, VI umfasst die Glieder von Labrador aufwärts. Diese neue Bestimmungsmethode ergänzt in willkommener Weise die anderen, die sich auf die Ermittlung der Auslöschungsschiefe in orientirten Schnitten gründen.

Digitized by Google

Letztere Methode kann insbesondere auch bei der Charakterisirung der Hornblenden und Augite wertvolle Behelfe liefern. Nur ist es vor allem wichtig, die Auslöschungsschiefe auf Schnitten nach 010 zu kennen. Diese lassen sich leicht in den Dünnschliffen an dem centrisch symmetrischen Interferenzbild bei konoskopischer Untersuchung erkennen. Die Angaben derartiger Auslöschungsschiefen wurden stets auf die Einzelfläche 010 und auf die c-Axe als Ausgangsrichtung bezogen. Der Sinn der Abweichung wird stets durch + (im Uhrzeigersinn) und — (entgegengesetzt) angegeben.

Die Gemengtheile.

Wenn man die Gemengtheile des Normalgesteins nach ihrer Menge ordnet, so würde die Reihenfolge lauten: Plagioklas, Biotit, Quarz, Hornblende, Mikroklin, sodann die accessorischen Gemengtheile. In den mikroklinreichsten Randgesteinen dürfte die Menge von Mikroklin, Plagioklas und Quarz ungefähr gleich sein; Biotit tritt an Menge zurück. Dabei zeigen die Gemengtheile so viel Gemeinsames, dass eine gemeinsame Besprechung möglich und geboten erscheint. Sonach sollen die wesentlichen Gemengtheile in folgender Reihenfolge geschildert werden: Plagioklas, Mikroklin, Quarz, Hornblende, Biotit, sodann folgen die accessorischen: Muscovit, Granat, Apatit, Zirkon, Titaneisen.

Plagioklas.

Seine schneeweisse Farbe gibt dem Gestein sein charakteristisches Aussehen. In den Dünnschliffen hebt er sich schon im gewöhnlichen Licht durch kräftige Lichtbrechung aus der Umgebung der übrigen farblosen Gemengtheile (Mikroklin und Quarz) hervor. Viele Durchschnitte zeigen, namentlich wo sie an Quarz grenzen, automorphe Gestaltung; auch wenn diese in den äusseren Umrissen nicht erhalten ist, oder durch Verwachsung mit den Nachbarn gehemmt wurde, lassen doch die Anwachsstreifen die Form errathen. Sie ist durch gleichmässige Entwicklung von M und P breit parallelepipedisch; sonst lassen sich noch y, l und T, seltener und untergeordnet auch x oder eine Pyramide der Zone $[Mx]$ erkennen.

Zwillingsbildung nach dem Albitgesetz combinirt mit dem Carlsbader Gesetz ist bei den grösseren Individuen die Regel. Die Lamellen nach dem Albitgesetz sind aber weder sehr zahlreich, noch sehr regelmässig, sondern häufig absätzig entwickelt. Seltener treten Lamellen-

Digitized by Google

systeme auf, die sich nahezu rechtwinklig durchkreuzen und auf gleichzeitige Ausbildung des Albit- und Periklingesetzes hindeuten.

Die Untersuchung der Durchschnitte im polarisirten Lichte enthüllt einen äusserst complicirten Aufbau. Im allgemeinen kann man unterscheiden:

a) einen basischen inhomogenen Kern
b) die zonar struirte Hülle
c) secundäre Adern.

I. Der Kern.

Die meisten Durchschnitte zeigen einen schon im gewöhnlichen Licht durch höhere Lichtbrechung, Trübung und Ansiedlung verschiedener Neubildungen von der durchsichtigen Hülle unterscheidbaren Kern. Bei der optischen Untersuchung erweist sich der Kern selbst als inhomogen. Bei deutlicher Ausbildung erkennt man ein stark lichtbrechendes Kerngerüst, das nach den hohen Werten der Auslöschungsschiefe in Schnitten parallel *M* aus einer kalkreichen Plagioklasmischung besteht. Häufig lässt dieses Kerngerüst Spuren von Zonenstructur erkennen; es ist durch grossen Reichthum an wässerigen Flüssigkeitseinschlüssen ausgezeichnet und secundären Veränderungen stark ausgesetzt. Das Kerngerüst ist vielfach unterbrochen und bildet eine schwammige Masse, die häufig nur gegen aussen einigermassen zusammenhängende Partien darbietet, was die Abgrenzung des inhomogenen Kerns gegen die darauffolgenden Hüllen recht auffällig erscheinen lässt.

Die Lücken des schwammigen Kerngerüstes werden in krystallographisch paralleler Orientirung durch eine in der Auslöschungsschiefe um mehrere Grade abweichende Feldspathmischung ausgefüllt. Diese Füllsubstanz erweist sich auch häufig als inhomogen, erscheint bei keiner Stellung des Durchschnittes vollkommen dunkel; die in verschiedenen Stellungen auslöschenden Partien sind ebenso unregelmässig gegeneinander abgegrenzt wie gegen das Kerngerüst. Gleichwohl erweisen gelegentlich durchgehende Zwillingslamellen und Spaltrisse, dass diese Partien krystallographisch parallel orientirt sind, die Verschiedenheiten der optischen Orientirung und die deutlich wahrnehmbaren Unterschiede der Lichtbrechung daher auf Unterschieden der chemischen Zusammensetzung beruhen. Nur in seltenen Fällen lässt sich ein unmittelbarer Zusammenhang der Füllsubstanz mit gleichzeitig auslöschenden Zonen der Hülle nachweisen. Häufig

Digitized by Google

finden sich erst in den äusseren Theilen der Hülle Zonen, die mit der Füllsubstanz optisch übereinstimmen; die Füllsubstanz ist in diesen Fällen saurer, natronreicher als die unmittelbar den Kern umschliessenden Zonen. Doch wurde stets beobachtet, dass die Füllsubstanz sich bezüglich ihrer Orientirung im Rahmen der von den Zonen der Hülle gesteckten Grenzen hält.

Die Füllsubstanz wurde frei von Flüssigkeitseinschlüssen befunden, oder doch sehr merklich ärmer als das Kerngerüst. Die Mengenverhältnisse zwischen Kerngerüst und Füllsubstanz schwanken in weiten Grenzen; häufiger scheint aber die letztere zu überwiegen.

2. Die Hülle.

Um diesen inhomogenen Kern legen sich in centralen Durchschnitten concentrische Zonen, welche im grossen und ganzen der bekannten Regel folgen, dass nach aussen immer albitreichere Schichten folgen. Würde ein mikroskopischer Wanderer die Zonenfolge von innen nach aussen durchwandern, indem er immer der entsprechenden Auslöschungsrichtung nachgeht, so würde er in Durchschnitten nach M eine nach oben concave Curve beschreiben. Selten würde diese Curve ganz stetig ausfallen (einfach fortschreitende Zonenstructur Höpfner's), sehr häufig würde sie aus Gliedern zusammengesetzt sein, die im kleinen demselben Gesetze folgen (periodische Zonenfolge mit basischen Recurrenzen) oder aus abwechselnden sehr kurzen geradlinigen Strecken zickzackförmig sich zusammensetzen. Die letztere Form kann wohl auch in jene übergehen, wo die scharfen Knicke sich verlieren und ein stetiger Uebergang von sauren zu basischen Mischungen und wieder zurück vorzuliegen scheint. Indessen ist nicht zu vergessen, dass der Anschein solcher stetigen Uebergänge auch dadurch hervorgerufen werden kann, dass ein Schichtenbündel der gewöhnlichen Art vom Schliff schief durchschnitten wird, so dass sich die in Wirklichkeit scharfen Grenzen schräg überlagern. Diese Erwägung wird dadurch nahe gelegt, dass nicht selten in Durchschnitten nach M bestimmte Zonenfolgen, soweit sie dem Anwachskegel der Flächen P und y angehören, scharfe Grenzen zeigen, während sie in den Anwachskegeln der Flächen l T (und x oder vielmehr o) verwaschen scheinen.

Als sehr bezeichnend ist hervorzuheben, dass ausnahmslos zu äusserst eine stetige Zonenfolge immer albitreicherer Schichten an-

Digitized by Google

getroffen wird, die allerdings bald schmäler, bald breiter entwickelt ist und zu äusserst die albitreichste Feldspathmischung der ganzen Hülle enthält.

3. Adern.

Die Hülle sowohl als der Kern der Feldspathe werden ab und zu, besonders deutlich in mechanisch stark beeinflussten Gesteinspartien von Adern durchzogen, welche aus einer nach Auslöschungsrichtung und Lichtbrechung noch natronreicheren Mischung bestehen. Auch die Substanz dieser Adern ist krystallographisch parallel orientirt mit der Hauptmasse. Die Adern durchsetzen den Feldspath in anscheinend unregelmässiger Weise, stellenweise entstehen ganze Netzwerke des albitähnlichen Feldspathes; nicht selten beobachtet man, dass die Adern eine bestimmte Richtung bevorzugen, die dann mit der *c*-Axe des Feldspathes übereinstimmt. Bei den Feldspathen eines porphyrischen Gesteines von der Geierrast wurde beobachtet, dass grössere Partien der Hülle durch solchen Aderfeldspath verdrängt zu sein schienen, unter Erhaltung der äusseren automorphen Contour. Die Verdrängung ging von solchen Stellen aus, wo durch die Anhäufung von sehr kleinen Muscovitschüppchen in Flasern, die sich um die Ecken der Feldspathdurchschnitte herumschmiegen, dynamische Beeinflussung der Feldspathe angedeutet ist.

Die ausserordentlich zusammengesetzte Beschaffenheit der Plagioklaskörner ist in mehr als einer Beziehung bemerkenswert. Ohne Zweifel ist ihr hauptsächlich die schneeweisse Farbe der Feldspathkörner, sowie der perlmutterähnliche Glanz der Spaltflächen nach *M* zuzuschreiben, den schon der Entdecker des Tonalit Gerhard vom Rath als charakteristisch für dieses Gestein hervorgehoben hat.[1]) Diese Eigenthümlichkeiten lassen den Plagioklas im Handstück nach einiger Uebung vom mitvorkommenden bläulichweissen Mikroklin unterscheiden.

An den Plagioklasdurchschnitten nach *M* beobachtet man Anzeichen von Dispersion der Auslöschungsrichtungen. Stellt man einen Durchschnitt nach 010 auf dunkel ein, und dreht ihn im Uhrzeigersinn, so wird er bläulichweiss, bei entgegengesetzter Drehung gelblichweiss. Hieraus ist zu schliessen, dass die negative Auslöschungsschiefe gegen die Kante *M*/*P* für das rothe Ende des Spectrums grösser

[1]) Beiträge zur Kenntnis der eruptiven Gesteine der Alpen. Zeitschr. der deutschen geol. Gesellsch. 1864, pag. 250.

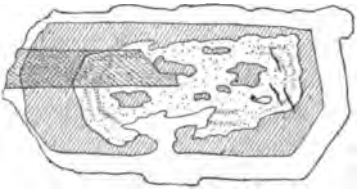
Digitized by Google

ist als für das violette. Stellt man die Füllsubstanz oder die innersten Hüllen eines der complicirten Plagioklasdurchschnitte auf dunkel ein, so erscheint das Kerngerüst gelblich, die äusseren Hüllen bläulichweiss.

Die Zusammensetzung der Plagioklase ändert sich in den verschiedenen Gesteinsvarietäten in dem Sinne, dass im Kerntonalit basischere, in den verschiedenen Randgesteinen sauerere Feldspathmischungen vorherrschen.

Folgende Angaben werden dies bestätigen; sie können zugleich als Beispiele für die eben geschilderten Structurverhältnisse der Plagioklase dienen.

Fig. 2.



Kerntonalit.

Ein Schnitt ungefähr parallel *M* (vergl. beistehende Fig. 2) lässt ein schwammiges Kerngerüst (in der Figur punktirt) mit Andeutung von Zonenstructur erkennen, darüber folgen in ihrer Auslöschungsschiefe merklich verschiedene Hüllen, die auch (deutlich am unteren Rande) als Füllsubstanz in die Lücken des Kerngerüstes eingreifen. Adern durchziehen Kerngerüst und Hüllen. Der schraffirte Streifen links ist eine Periklinlamelle.

Auslöschungsschiefe:

Kern	$\begin{cases} -31^0 \\ -26^0 \end{cases}$
innere Hülle (schraffirt) . . .	-21^0
äussere Hülle (weiss) . . .	-10^0
Adern (schwarz)	$+3{\cdot}2^0$.

Andere ähnliche Schnitte gaben Auslöschungen, die zwischen einem Maximum von -27 bis 23 für den Kern und einem Minimum von $-13{\cdot}5$ bis 7 für die äussersten Hüllen schwanken.

Die Untersuchung der äusseren mit Quarz in Berührung kommenden Schichten mittelst der Lichtbrechungsunterschiede ergab in allen Fällen Andesin, und zwar entweder basischen Andesin, z. B. in Blöcken aus dem Reinthal:

$$\omega < \alpha' \quad \varepsilon < \gamma' \quad \omega < \gamma' \quad \varepsilon = \alpha'$$

oder sauren Andesin (Einschluss im aplitischen Randgranit vom Burgkofel): $\omega < \alpha' \quad \varepsilon = \gamma' \quad \omega < \gamma' \quad \varepsilon > \alpha'$.

Digitized by Google

In dem feinkörnigen Randtonalit vom Höhenkofel zeigen die Plagioklase noch keine merkliche Verschiedenheit. Durchschnitte nach *M* liefern im Mittel

für das Kerngerüst	— 29°
„ die Füllsubstanz	— 19°
„ „ äusserste Hülle	— 11°.

Die äusserste Hülle zeigte folgendes Verhalten beim Vergleich mit Quarz:

$$\omega = \alpha' \; \varepsilon > \gamma' \; \omega < \gamma' \; \varepsilon > \alpha',$$

was auf basischen Oligoklas hinweist. Stellen, wo der Quarz mit den inneren Schichten der Hülle verglichen werden konnte, gaben aber $\varepsilon = \alpha'$, was auf basischen Andesin deutet.

Basischer Oligoklas bildet auch die an vielen Stellen am Rande der Mikroklinkörner auftretenden mikropegmatischen Verwachsungen mit Quarz.

Im Quarzglimmerdiorit des Zinsnock lieferten Schnitte nach *M* folgende Zahlen:

Kerngerüst	— 23·5°
Füllsubstanz	— 9 bis — 11
erste Hülle	— 12 bis + 5
äusserste Hülle	— 8·5 bis + 6.

In diesem Gestein sind die basischen Recurrenzen sehr ausgeprägt, die Hüllen zeigen einen Umschlag im Sinne der Auslöschungsrichtungen, der sich auch in den Schnitten senkrecht zur Längsfläche an den Zwillingslamellen nach dem Albitgesetz zu erkennen gibt.[1])

Der Vergleich der äusseren Hüllen gibt in vollkommener Uebereinstimmung:

$$\omega > \alpha' \; \varepsilon > \gamma' \; \omega = \gamma' \; \varepsilon > \alpha'$$

oder sauren Oligoklas.

Der mikroklinreiche porphyrartige Randgranitit vom Höhenkofel zeigt an den Plagioklasen so unvollkommene Formentwicklung, dass Schnitte nach *M* mit Sicherheit nicht erkannt werden konnten; doch liess sich an Durchschnitten mit deutlicher Zwillingsstreifung erkennen, dass der Sinn der Auslöschungsschiefe nicht umschlägt,

[1]) Vergl. F. Becke, Eruptivgesteine aus dem niederösterreichischen Waldviertel. Diese Mittheilung, 1883, pag. 160.

Digitized by Google

wenn man eine Zwillingslamelle aus dem Kern in die Hüllen verfolgt, woraus geschlossen werden darf, dass die äusseren Zonen die Zusammensetzung des sauren Oligoklases nicht erreichen. Die Vergleichung mit Quarz ergab für die äusseren Hüllen

$$\omega < \alpha' \; \varepsilon = \gamma' \; \omega < \gamma' \; \varepsilon > \alpha',$$

was einem Andesin von saurer Zusammensetzung entspricht. Die mikropegmatitisch mit Quarz verwachsenen Plagioklaspartien ergaben

$$\omega = \alpha' \; \varepsilon > \gamma' \; \omega < \gamma' \; \varepsilon > \alpha'$$

oder den Charakter von basischem Oligoklas.

Im aplitartigen Randgranit sind die Plagioklase besser begrenzt und es war möglich, Durchschnitte beiläufig nach *M* ausfindig zu machen.

Die besten ergaben für den hier an Masse sehr zurücktretenden

Kern	-17^0
äusserste Hülle . .	0 bis $+0{\cdot}5^0$
Adern	$+6{\cdot}5^0$.

Der Vergleich mit Quarz ergab:

$$\omega > \alpha' \; \varepsilon > \gamma' \; \omega = \gamma' \; \varepsilon > \alpha'$$

für die Hüllen, wonach man auf sauren Oligoklas zu schliessen hätte; dasselbe Resultat ergab die Untersuchung der hier reichlich vorhandenen mikropegmatitischen Partien.

Die gewonnenen Resultate sollen hier nochmals tabellarisch zusammengestellt werden.

	Kern	äusserste Hüllen	Plagioklas des Mikropegmatit
Kerntonalit	Bytownit	Andesin	—
fein königer Randtonalit	Bytownit	Andesin	basischer Oligoklas
Quarzglimmerdiorit vom Zinsnock	Labrador	saurer Oligoklas	—
mikroklinreicher Randgranitit	?	saurer Andesin	basischer Oligoklas
Aplitähnlicher Randgranit	Zw. Andesin u. Labrador	saurer Oligoklas	saurer Oligoklas

Dass in der That die chemische Zusammensetzung der Plagioklase in den verschiedenen Abänderungen etwas variirt, wird noch durch folgenden Versuch bekräftigt. Bei den auf pag. 385 angeführten

Digitized by Google

Versuchen, die wesentlichen Gemengtheile quantitativ zu trennen, wurde zwischen der I. aus Biotit und Hornblende und der II. aus Plagioklas und Quarz bestehenden Partie eine kleine Menge eines unreinen aus Biotit und weissen Körnchen bestehenden Zwischenproductes gewonnen, das nicht gewogen wurde. Die weissen Körnchen bestanden aus den schwersten Antheilen der Plagioklase. Beim Kerntonalit waren die Körnchen durch Salzsäure zersetzbar und in der Lösung wurde *Al* und *Ca* mikrochemisch nachgewiesen. Beim mikroklinreichen Randgranitit wurden die zuerst ausfallenden Plagioklaskörnchen von Salzsäure nicht mehr merklich angegriffen; sie lieferten aber nach Behrens untersucht ebenfalls Reaction auf *Ca* und *Al*, sowie in der Bořicky'schen Probe auf *Na*.

Mikroklin.

Der Kalifeldspath findet sich in sehr wechselnder Menge. Im Kerntonalit bildet er unbedeutende xenomorphe Körner, die zwischen den grossen Plagioklasen eingeklemmt sind. In grösserer Menge findet er sich in den saueren Randgesteinen, hier treten oft auch grössere Körner auf, die durch ihre grössere Durchsichtigkeit und bläuliche Färbung sich vom schneeweissen Plagioklas abheben. Aber auch hier zeigt sich nie eine Andeutung von Krystallform. Die Körner sind rundlich oder unbestimmt eckig. Die Untersuchung der grösseren Körner aus dem porphyrartigen Randgranit ergab, dass Mikroklin vorhanden sei. Mikroklingitterung ist auch an den Durchschnitten der Dünnschliffe häufig zu beobachten; wenn sie in manchen Durchschnitten fehlt, so darf gleichwohl nicht auf Orthoklas geschlossen werden; denn wiederholt untersuchte ich Spaltstücke nach der besseren Spaltbarkeit (001), die dünngeschliffenen einheitlich auslöschten, unter 15° gegen die Spaltrisse nach (010). Ich glaube daher durchwegs das Vorhandensein von Mikroklin annehmen zu müssen. Häufig ist das Auftreten von einzelnen Mikroklinlamellen in Zwillingsstellung auf die randlichen Partien der Körner oder auf ganz vereinzelte Stellen beschränkt.

Eine allgemein verbreitete Erscheinung ist die Einlagerung von mikroperthitischen Spindeln, welche jedoch nie in hervorragend grosser Zahl auftreten, ferner finden sich insbesondere in den feinkörnigen mikroklinreicheren Randgesteinen sehr häufig jene rundlichen oder zapfenartigen Gebilde in den Rand der Mikroklinkörner eingesenkt,

Digitized by Google

welche im polarisirten Lichte mikropegmatitische (Implications-) Structur zeigen und hauptsächlich aus Plagioklas und Quarz bestehen. Ueber die Bedeutung dieser Mikropegmatitzapfen soll weiter unten gehandelt werden.

Die mikroperthitischen Plagioklasspindeln sind häufig bartähnlich an die Mikropegmatitzapfen und an eingeschlossene grössere Plagioklaskrystalle angewachsen. Nach verschiedenen Richtungen sieht man bisweilen die Spindeln von einem eingeschlossenen Plagioklaskorn auslaufen. Diese Erscheinungen sind mit der Vorstellung, dass die Mikroperthitspindeln ursprünglich bei der Erstarrung sich gebildet hätten, nicht recht vereinbar; viel leichter verständlich wird diese Erscheinung, wenn man annimmt, dass die Substanz derselben bei der ursprünglichen Gesteinserstarrung dem Kalifeldspath isomorph beigemischt war und bei nachträglicher Umlagerung sich in Gestalt jener Spindeln ausschied. Dabei konnten sehr wohl die angrenzenden Mikroperthitzapfen und eingeschlossenen Plagioklaskörner als Ansatzpunkte für die sich ausscheidenden Spindeln dienen.

Die optischen Eigenschaften dieser mikroperthitischen Spindeln konnten in orientirten Schliffen untersucht werden, welche aus den grossen Mikroklinkörnern des porphyrartigen Randgranitits vom Höhenkofel hergestellt wurden; es ergab sich, dass dieselben in Schliffen nach *P* unter einem sehr kleinen Winkel gegen die Kante *MP* auslöschten, also einem Oligoklas entsprachen.

Quarz.

Der Quarz bildet keinen unwesentlichen Bestandtheil der Gesteinsmassen. Selbst im plagioklasreichsten Kerntonalit kann man nach den mikroskopischen Bildern etwa ein Viertel bis ein Fünftel der Gesteinsmasse auf Quarz rechnen. Dabei ist seine Neigung, sich in bestimmten Gebieten des Gesteins in ziemlich grossen einheitlichen Individuen auszubilden, welche zahlreiche, verschieden orientirte Plagioklaskörner ganz oder zum Theil umschliessen, gut erkennbar. Die Umgrenzungen dieser Körner sind ganz regellos, sie sind durch die umgebenden Körner vorgezeichnet. Solche Quarzlacunen, die sich schon im Handstück als licht rauchgraue Flecken vom schneeweissen Plagioklasgrund abheben, gehören zu den bezeichnendsten Eigenthümlichkeiten des Gesteins. Meist ist es Plagioklas, an den der Quarz angrenzt oder Mikroklin; selten kommt er mit Hornblende und

Digitized by Google

Biotit in Berührung, welche gewöhnlich durch Plagioklas umhüllt werden.

In den mikroklinreichen Randgesteinen bildet er dagegen gerne einigermassen rundliche und meist kleinere Körner.

Der Quarz zeigt sehr schön die bekannten Eigenthümlichkeiten des Granitquarzes. Haarfeine Mikrolithen, wie zarte schwarze Striche erscheinend, ferner unendlich dünne violettbraun durchscheinende Täfelchen von rundlicher, zerlappter oder sechsseitiger Form, endlich scharfe Zirkonkryställchen gehören zu den bezeichnendsten Einschlüssen, zu denen sich noch Scharen von Flüssigkeitseinschlüssen mit mobilen Libellen gesellen.

In manchen Handstücken zeigt der Quarz jenes grosskörnige Gefüge, das die Franzosen als Quartz granitoïde bezeichnen; in vielen Varietäten, namentlich auffallend in vielen Gesteinen der Randzone zeigen sich die oft beschriebenen undulösen Auslöschungen, welche sich bis zum Zerfall in die charakteristischen zackig-körnigen Aggregate steigern, die für dynamometamorphe Gesteine so charakteristisch sind. Bisweilen sind diese kataklastischen Erscheinungen begleitet von jener zarten Streifung, welche bei schwachen Vergrösserungen den Eindruck macht, als wären Lamellen von abweichender Licht- und Doppelbrechung annähernd senkrecht zur Hauptaxe eingelagert.

Hornblende.

Die Hornblende zeigt gewöhnlich nur in der Prismenzone halbwegs deutliche Begrenzung durch (110) und (010); oft wird auch diese vermisst und man sieht nur längliche Körner. Die Farbe ist vorherrschend dunkelgrün, in vielen Vorkommnissen zeigt sich ein sehr unregelmässig begrenzter, bräunlichgrüner Kern scharf abgegrenzt gegen die rein grüne Hülle. Der braune Kern erscheint nicht selten in inselartige Flecken aufgelöst, was mit der Annahme eines einfachen zonalen Wachsthums nicht recht vereinbar ist, und auf eine nachträgliche Veränderung hinzuweisen scheint.

Nach dem optischen und chemischen Verhalten ist das vorliegende Mineral ein eisenreiches Glied der gemeinen Hornblende.

Die Auslöschungsschiefe in Schnitten sehr annähernd parallel (010) [1]) wurde gefunden:

[1]) Vergl. oben, Untersuchungsmethoden, pag. 389.

Digitized by Google

a) in dioritischen Schlieren des Kerntonalit (Reinthal) $cc = 14°$,
b) im feinkörnigen Randtonalit vom Höhenkofel $cc = 13{\cdot}5°$.

Hier wurde beobachtet, dass cc im braunen Kern etwas kleiner ist als in der grünen Hülle; eine Messung war wegen der tiefen Färbung nicht möglich.

Spaltblättchen nach (110) aus den dioritischen Schlieren ergaben eine Auslöschungsschiefe von $12^1/_2{}^0$.

Die braune und grüne Modification unterscheiden sich auch durch die Lage der optischen Axen. In einem Dünnschliff des feinkörnigen Randtonalits fand sich ein Durchschnitt nahe parallel (100), der bei konoskopischer Beobachtung eine optische Axe A und die Spur der negativen Mittellinie a erkennen liess. Die scheinbaren Winkel mit der Flächennormalen n waren:

	nA	na
im braunen Antheil . . .	32°	26·5°
im grünen Antheil . . .	25°	33·5°

Nimmt man 1·64 als mittleren Brechungsexponent der Hornblende, so ergibt sich annähernd $2V = 68°$ für den braunen, $2V = 71°$ für den grünen Antheil. Das sind ähnlich niedrige Zahlen, wie ich sie vor Jahren an der gemeinen Hornblende des Adamellotonalit beobachtete.[1])

Der Pleochroismus ist kräftig; die Farben für b und c für die grüne und braune Modification etwas verschieden, für a ununterscheidbar; z. B. für die Hornblende aus dem feinkörnigen Randtonalit vom Höhenkofel:

	a	b	c
grüne Hornblende	hell ledergelb	dunkelgrasgrün	dunkelgrün in's bläulichgrüne
braune „	„	dunkelgrünlichbraun	dunkelolivengrün

Das specifische Gewicht wurde an der Hornblende aus dioritischen Schlieren des Kerntonalit durch Schweben in Methylenjodid zu 3·14 bestimmt. Die mikrochemische Probe ergab Reactionen auf *Ca*, *Mg*, *Fe*, ausserdem auch eine deutliche Reaction auf *Al*.

Die Hornblende enthält häufig Apatit und kleine bronzegelbe Erzpartikel als fremde Einschlüsse; sehr häufig ist Biotit parallel orientirt eingewachsen, so dass die Spaltfläche des Glimmers mit der Querfläche der Hornblende übereinstimmt. In den äusseren

[1]) $2V = 70{\cdot}5°$. Vergl. diese Mitth. VII, pag. 105.

Digitized by Google

Partien finden sich oft kleine, scharf begrenzte Plagioklaskrystalle; durch die Orientirung und die hohe Lichtbrechung erweisen sie sich als anorthitreiche Mischungen. Die Erscheinung des Kerngerüstes wurde an diesen von Hornblende umschlossenen Plagioklasen nicht beobachtet.

Bisweilen kommen faserig-stenglige Fortwachsungen an den Rändern der dunkelgrünen Hornblenden vor, die aus viel heller gefärbter Hornblende bestehen. In der Orientirung der Auslöschungsrichtung ist kein merklicher Unterschied zu constatiren. Die Farben sind aber stark verschieden.

So wurde an einem Durchschnitte aus der öfter erwähnten dioritischen Schliere beobachtet:

	c	a
Kern	grasgrün in's bläuliche	blass gelbgrün
Fortwachsung	blassblaugrün	farblos.

Biotit.

Im Kerntonalit bildet der Biotit ausschliesslich bis 1 Centimeter hohe, horizontal gerippte Säulen, die beim Auswittern rundlich sechseckige Löcher hinterlassen. In den Randgesteinen sind xenomorphe Lappen in der Gesteinsmasse vertheilt. In allen untersuchten Varietäten erwies er sich optisch einaxig, wo nicht die optischen Erscheinungen durch Verstauchung und Verbiegung der Blättchen gestört sind. Die Farbe ist ein schönes helles holzbraun für a, dunkelrothbraun für b und c.

Das specifische Gewicht wurde bestimmt zu 3·085—3·10 an mehreren Blättchen aus dioritischen Schlieren im Kerntonalit des Reinthals, zu 3·07 für Blättchen aus mikroklinreichem Randgranitit des Höhenkofels. Mikrochemisch liess sich *Al, Fe, Mg, K* nachweisen. Dass die Biotite der verschiedenen Gesteinsvarietäten nicht vollkommen gleichartig sind, ergibt sich ausser durch die etwas verschiedenen Zahlen für das specifische Gewicht auch aus anderen Beobachtungen. In den alkalireicheren Randgesteinen neigt die Farbe des Biotit kaum merklich in's Grünbraune; der Kerntonalit hat rein rothbraunen Biotit. Beide Minerale verrathen die Neigung, sich in chloritische Minerale umzusetzen, so dass homoaxe Pseudomorphosen entstehen. Im Kerntonalit hat dieser Chlorit sehr schwach positive Doppelbrechung, im Randgranitit bildet sich schwach nega-

Digitized by Google

tiver Chlorit. Alle Verschiedenheiten weisen wohl auf einen grösseren *Fe*-Gehalt im Biotit des Kerngesteines hin.

Sehr reichlich sind im Biotit Einschlüsse farbloser Apatitsäulen vorhanden; Hornblendeeinschlüsse habe ich nicht beobachten können, während umgekehrt in der Hornblende Biotiteinschlüsse sehr häufig sind. Kleine, gut begrenzte Plagioklaskrystalle, die in ihren optischen Eigenschaften und im Reichthum an Flüssigkeitseinschlüssen den basischen Kernen der Gesteinsplagioklase entsprechen, sind in den äusseren Theilen der Biotitdurchschnitte, aber wohl nie in deren Centrum vorhanden.

Die grossen Biotitsäulen im Kerntonalit lassen oft eine Umrandung mit kleinen Biotitlamellen erkennen, die gegen den Kern öfter deutlich durch eine Zone schwarzer Erzkörnchen oder auch durch kleine Feldspathindividuen abgegrenzt, nach aussen allmählichen Uebergang in grüne Farbentöne darbieten, dabei aber stets die hohe Doppelbrechung der Glimmer beibehalten und von den grünlichen, chloritischen Veränderungsproducten sehr leicht zu unterscheiden sind. Solcher mit einem Stich in's Grüne behafteter Biotit bildet oft auch Verwachsungen mit Zoisit und offenbar ebenfalls erst in einem späteren Stadium gebildeter Hornblende; ferner zeigt dieser grüne Biotitrand nie völlig ungestörte Lagerung, sondern die randlich angesetzten Lamellen weichen alle nach derselben Seite vom Parallelismus mit dem Kernkrystall ab, als ob sie unter einseitig wirkendem Druck gebildet wären.

An den grossen Glimmersäulen beobachtet man nicht selten Erscheinungen, die auf Gleitung nach den Flächen der Druckfigur hinweisen. Da diese Erscheinung bei den Ganggesteinen des Iselthales am deutlichsten sich offenbart, mögen vorgreifend die bei diesen Gesteinen gewonnenen Resultate schon hier angeführt werden.

Man sieht auf den Spaltflächen der Biotitsäulen mehr oder weniger scharfe Knicke, die auf einer der Randkanten senkrecht stehen. In den Durchschnitten senkrecht zur Spaltbarkeit entsprechen diesen Knicken geradlinige Streifen, innerhalb deren die feinen Spaltrisse nach (001) abgelenkt erscheinen. Diese Streifen erscheinen bei Dunkelstellung des Hauptkrystalles hell. Die Streifen sind häufig beiderseits scharf abgegrenzt, bisweilen ist die Grenze nur einerseits scharf, auf der anderen unbestimmt. Dann verlaufen die Spaltrisse bogenförmig aus der abgelenkten Lage in die Richtung derjenigen

Digitized by Google

des Hauptkrystalles; die Auslöschung des Streifens erfolgt dann nicht präcis und man beobachtet „wandernde Schatten". Wo die Begrenzung beiderseits scharf, und eine genauere Messung möglich war, ergab sich, dass Spaltbarkeit und die damit zusammenfallende Auslöschungsrichtung im Streifen und im Hauptindividuum symmetrisch orientirt ist in Bezug auf die Längsrichtung des Streifens. Oefter wurde jedoch der Winkel zwischen Auslöschung und Begrenzung der Lamelle etwas kleiner gefunden als er nach der angeführten Regel hätte sein sollen, niemals grösser; als ob die angestrebte symmetrische Grenzlage nicht völlig erreicht worden wäre.

Die verschobenen Streifen durchsetzen manchmal die ganze Höhe, manchmal nur Theile der Glimmersäulen. Häufig enden sie an fremden Einschlüssen. Selten beobachtet man ein einziges System solcher Lamellen, die dann gleichzeitig auslöschen; öfter sind zwei, manchmal auch drei Systeme zu beobachten. In diesem Fall beobachtet man stets einen Unterschied in der Breite der Lamellen, und zwar waren stets die breitesten und am wenigsten präcis ausgebildeten jene, welche sich der rechtwinkeligen Orientirung gegen die Spaltrisse am meisten näherten.

An den Durchschnitten des porphyrischen Gesteines vom Michelsbacher Wasserfall im Iselthal wurde an mehreren Individuen der Winkel zwischen der Spaltrichtung des Hauptindividuums und der Richtung der Streifensysteme gemessen. Die Lamellensysteme sind mit I, II, III bezeichnet und so geordnet, dass I das schmalste und am meisten von der Rechtwinkligkeit abweichende System bedeutet.

Als Ausgangspunkt für die Messung dient die Trace der Endfläche, die Zeichen + und — bezeichnen Drehung im Uhrzeigersinn oder entgegengesetzt.

	1	2	3	4	5	6
I. . . .	— 75	— 71	+ 75	— 65	+ 76	+ 80
II. . . .	+ 81	+ 75	+ 84	+ 72	—	—
III. . .	—	+ 80	—	—	—	—

Da die unter dem Mikroskope beobachteten Winkel von der unbekannten Schnittrichtung abhängig sind, so lassen sich aus diesen Zahlen nur wenig sichere Folgerungen ableiten; doch scheint soviel gewiss, dass hier zum Theil steilere Gleitflächen entwickelt sein müssen, als Tschermak beobachtet hat, der für die Gleitflächen der Glimmer Winkel von circa 55° und 66° angibt.

Digitized by Google

Die Beobachtungen lassen aber keinen Zweifel, dass auch beim Glimmer die Gleitung von einer Umstellung in Zwillingsstellung begleitet wird, wie dies von Kalkspath, Eisenglanz, Diopsid und anderen Mineralen bekannt ist.

Accessorische Gemengtheile.

Der Muscovit spielt in den körnigen Gesteinen der Rieserfernergruppe keine hervorragende Rolle. Dem Kerntonalit fehlt er als ursprünglicher Gemengtheil. In den mikroklinreichen Varietäten des Randgesteines und namentlich in den aplitähnlichen, deutlich gangförmig auftretenden Gesteinen kommt er mit Biotit zusammen in scharf ausgebildeten Tafeln vor; ebenso ist er in manchen Pegmatiten reichlich vorhanden; er bildet hier öfter mehrere Centimeter grosse rhombische Tafeln. Als Neubildung ist er sehr häufig insbesondere in den theilweise zersetzten basischen Kernen der Plagioklase, in denen sich öfter ganze Nester ziemlich grosser Schuppen ansiedeln. Spärlich und local beschränkt ist dagegen sein Auftreten in zartschuppigen Streifen in der Form von Sericitflasern.

Unter den accessorischen Gemengtheilen wird der Granat am häufigsten mit freiem Auge wahrgenommen; eine Beziehung seines Auftretens zur Contactgrenze konnte ich im Reinwaldkern nicht mit Sicherheit erkennen; dagegen lässt sich sagen, dass er in den gangförmig auftretenden Tonalitporphyriten regelmässig auftritt. Im Reinwaldkern findet er sich sowohl in den hornblendereichen, dem eigentlichen Diorit nahe stehenden Varietäten, als in dem Normalgestein; und auch in den hornblendearmen Randgesteinen findet er sich vor. Nur in den sehr hell gefärbten glimmerarmen aplitähnlichen Gesteinen fehlt er, wie es scheint.

Der accessorische Granat muss sich sehr frühzeitig aus dem Magma ausgeschieden haben; denn er hat unverkennbar als Structurcentrum gewirkt, um welches die übrigen Minerale gesetzmässig gelagert sind. Stücke aus dem Reinthal, der hornblendereichen Varietät angehörig, lassen sehr deutlich einen inneren Kranz von Hornblende und einen äusseren von Plagioklas erkennen. In einem Stück des Normalgesteines ist der innere Kranz aus Biotit und Hornblende schmal und deutlich, der äussere, aus Plagioklas bestehende, grenzt sich weniger scharf ab von der plagioklasreichen Umgebung.

Digitized by Google

In einem Stück, das dem feinkörnigen hornblendearmen Randtonalit angehört, ist eine deutliche, breite, innere Zone vorhanden, die aus Biotit besteht. Die äussere aus farblosen Gemengtheilen ist kaum angedeutet und verschwimmt unmerklich mit der Gesteinsmasse.

Es haben sich in allen diesen Fällen die Minerale nach ihrer auch aus anderweitigen Beobachtungen ermittelten Reihenfolge abgeschieden. Besonders hervorzuheben ist dabei, dass in jeder Ringschichte auch Körner der nachfolgenden oder vorangegangenen Schicht vorhanden sind; was mit der Vorstellung harmonirt, dass die Ausscheidungsperioden der Gemengtheile übergreifen, dass aber in jeder Periode quantitativ ein Mineral überwiegt.

Die grossen (bis 1·5 Centimeter) Körner aus den körnigen Gesteinen stecken voll von Einschlüssen, unter denen Hornblende und Plagioklas an Menge hervorragen; doch findet sich auch Quarz und Biotit.

Die Farbe des Granat ist lichter oder dunkler colombinroth. Die chemische Prüfung wurde am Granat aus dem gangförmig auftretenden Tonalit vom Oblasser vorgenommen und ergab das Vorhandensein von *Al, Fe, Ca* und *Mg,* wonach man das Mineral zum gemeinen Granat zu rechnen haben wird.

Der Orthit, den der Entdecker des Tonalit als einen charakteristischen accessorischen Gemengtheil anführt, tritt sowohl im Korntonalit als in den Gesteinen der Randfacies und auch in den gangförmig auftretenden Tonalitporphyriten auf. Die bestentwickelten Krystalle fand ich im porphyrartigen Randgranitit vom Höhenkofel, wo Querschnitte der nach der Symmetrieaxe gestreckten Säulen sechsseitige Form mit den Flächen (001) vorherrschend, (100), ($\bar{1}01$) erkennen lassen; nicht selten sind Zwillinge nach (100). In Schnitten annähernd parallel (010) wurde die Auslöschungsschiefe

$$c\,a = +50{\cdot}5^0$$

($a\,a = -13^0$) beobachtet. Die Ebene der optischen Axen liegt parallel der Symmetrieebene, die Dispersion ist $\rho < \upsilon$ um die negative Mittellinie und der Pleochroismus

a blassgrünlichgelb,
b kastanienbraun,
c dunkelgrünlichbraun.

Die Absorption $b > c > a$.

Digitized by Google

Nach der konoskopischen Untersuchung scheint c erste Mittellinie zu sein, jedoch ist $2E$ sehr gross, so dass die Entscheidung unsicher bleibt. Bis auf diese Differenz und die hier etwas grössere Auslöschungsschiefe stimmt unser Orthit mit den Angaben von Rosenbusch.[1]) Die Doppelbrechung $\gamma-\alpha$ ist wohl etwas geringer als M. Lévy und Lacroix für Allanit angeben; in Schliffen, wo Quarz strohgelb erscheint, lieferten Schnitte nach (010) grün 2. Ordnung (entsprechend etwa 0·025).

Fast immer sind die Orthitkrystalle von einem Saum von Epidot umgeben, der nur stellenweise regelmässig begrenzt, durch hellere Farbe und die Auslöschungsschiefe $ca = +5·5^0$ verschieden ist.

Von den übrigen Accessorien ist nicht viel zu sagen. Der Apatit bildet mässig lange, scharf hexagonale Säulen, die mit Vorliebe im Biotit, auch in der Hornblende eingewachsen sind. Im Gesteinsgewebe bildet er öfter undeutlich begrenzte längliche Körner.

Zirkon ist häufig nachweisbar, und eine sehr charakteristische Form, Combination eines Prismas mit einer scharfen achtseitigen Pyramide ist in den Quarzen und Feldspathen nicht selten zu sehen; sie findet sich sowohl im Kerngesteine, als in den mannigfaltigen Varietäten der Randfacies, als auch in den porphyrischen Ganggesteinen.

Eigenthümlich ist es, dass Erze eine kaum nennenswerte Rolle spielen. Im Kerntonalit sind hier und da die Grenzen der grossen Biotitdurchschnitte mit winzigen schwarzen Erzpunkten besetzt; in seltenen Fällen wurden sehr kleine Körnchen in randlichen Partien der Hornblende (dioritische Schlieren im Tonalit des Reinthales), im Granat (Tonalitgang vom Oblasser im Iselthale), im Plagioklas (aplitartiger Granit vom Burgkofel) beobachtet; ganz vereinzelt finden sich bisweilen schwarze hexagonale Tafeln mit Apatit verwachsen.

Aus dem dioritischen Gesteine des Reinthales konnten die Erzpartikel in winzigen Mengen durch Flussäure isolirt werden. Sie sind eisenschwarz, etwas pechglänzend, werden vom Magnetstab nicht angezogen und geben in der Phosphorsalzperle Ti-Reaction; man darf sie sonach als Titaneisenerz bezeichnen.

---

[1]) Mikrosk. Physiographie. I, 3. Aufl., pag. 613.

Digitized by Google

Structur, Ausscheidungsfolge, Vorgänge bei der Gesteinsverfestigung.

Das geologische Auftreten des Rieserferner Tonalits erweist seine intrusive Natur; die mineralogische Zusammensetzung ist eine solche, wie sie für eruptive Massengesteine wohlbekannt ist. Auch die Structur stimmt mit jenen Regeln überein, die sich aus dem Studium der körnigen Massengesteine ergeben haben: die Gesteinsgemengtheile lassen in ihren Verbandverhältnissen und in ihrer feineren Structur eine gesetzmässige Bildungsfolge erkennen, die mit der Vorstellung der Erstarrung aus schmelzflüssiger Lösung wohl vereinbar ist. Dabei werden aber noch einige andere Verhältnisse beobachtet, die auf spätere Veränderungen hinweisen.

Diesen Verhältnissen sollen die folgenden Erörterungen gewidmet sein.

Die Structur der körnigen Gesteine der Rieserfernergruppe ist vollkrystallinisch und hypidiomorphkörnig im Sinne von Rosenbusch; es lässt sich daher auch über die Ausscheidungsfolge manches aus dem Anblick der Dünnschliffe entnehmen; die wichtigsten Typen sollen gesondert besprochen werden.

Im Kerntonalit hat man genügenden Grund anzunehmen, dass die Hauptmasse der Plagioklase sich erst später ausschied als die Hornblenden und Biotite. Doch reicht die Bildungszeit der sehr kalkreichen Kerne der Plagioklase weit zurück, wie die Einschlüsse von scharfen Plagioklaskrystallen in den äusseren Schichten der Hornblenden und Biotite und selbst im Granat beweisen. Bezüglich des relativen Alters von Biotit und Hornblende wäre man geneigt, den Biotit für älter als Hornblende zu halten, da Einschlüsse des ersteren in letzterer sehr häufig, umgekehrt aber nicht auftreten. Sehr wertvolle Anhaltspunkte liefern die als Structurcentren fungirenden accessorischen Granatkrystalle, um welche die später ausgeschiedenen Gemengtheile sich in concentrischen Ringen sondern; auch hier wurde Biotit in einem inneren, Hornblende in einem äusseren Ringe herrschend gefunden. Dann folgt erst Plagioklas. Doch darf man sich nicht vorstellen, dass die Biotitbildung mit der Krystallisation von Hornblende abgeschlossen war. Die Fälle, wo beide Minerale krystallographisch orientirt mit einander verwachsen, beweisen wohl eine gleichzeitige Krystallisation. Ja manche Vorkommnisse, die namentlich bei den porphyrischen Gesteinen zur

Digitized by Google

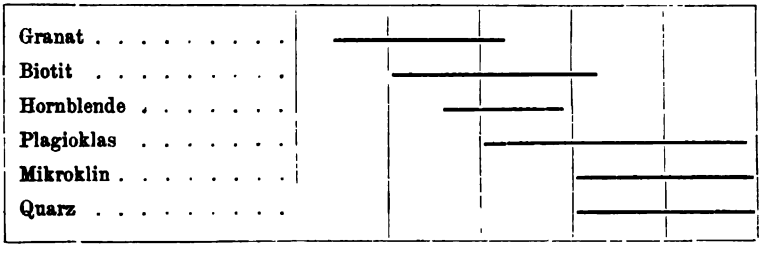
Herrschaft kommen, lassen sich nur als Neubildung von Biotit auf Kosten der Hornblende deuten. Die Biotitbildung reicht somit sowohl weiter zurück, als sie auch länger andauert als die Bildung der Hornblende.

Mikroklin und Quarz haben beide später zu krystallisiren begonnen als der Plagioklas, der gegen beide Minerale, insbesondere aber gegen den Quarz seine Krystallform behauptet. Aber auch hier lassen sich beweisende Stellen auffinden, welche das Uebergreifen der Bildungszeiten bekunden. Wiederholt findet man, dass Quarzkörner direct an den basischen Kern der Plagioklase grenzen, und die saureren Hüllen, welche sich nur an die freien Seiten anlegen, abschneiden. Hier ist somit der Quarz zum Theil mindestens gleichaltrig mit dem Hüllplagioklas.

Das gegenseitige Verhältnis von Mikroklin und Quarz lässt sich beim Kerntonalit nicht mit voller Sicherheit entnehmen.

Für den Kerntonalit kann man daher folgendes Schema aufstellen, in welchem nach dem Vorschlag von Tschermak die Bildungsdauer der Minerale durch horizontale Striche dargestellt wird. Hierbei kann von den accessorischen Gemengtheilen: Zirkon, Apatit, Orthit, Titaneisen abgesehen werden, von denen nur sicher ist, dass sie der Bildung der wesentlichen Gemengtheile vorangehen, während zur Beurtheilung ihres relativen Alters keine Beobachtungen vorliegen.

Ausscheidungsfolge im Kerntonalit.



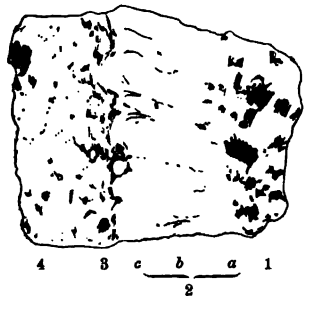
Die Structur im feinkörnigen Randtonalit unterscheidet sich von der des Kerntonalit hauptsächlich dadurch, dass die letzten Antheile des Biotit nicht mehr durch Fortwachsen der grossen Biotitsäulen zur Ausscheidung kommen, sondern selbständig in Form xenomorpher Lappen erstarren; Hand in Hand damit geht auch ein Kleinerwerden des Korns für die späteren Feldspath- und Quarzausscheidungen. Bei der Betrachtung der Tonalitgänge im Iselthal wird sich zeigen, wie

Digitized by Google

durch Fortschreiten und schärfere Ausprägung dieser Grössenunterschiede sich der Uebergang zu deutlich porphyrischer Structur vollzieht.

In jenen Randgesteinen, in welchen der Gehalt an Mikroklin beträchtlich zunimmt, namentlich aber in den aplitähnlichen Gesteinen, die durch das Eintreten von Muscovit als primärem Gemengtheil charakterisirt sind, erleidet die Ausscheidungsfolge gewisse Abänderungen. Lehrreiche Aufschlüsse liefern Beobachtungen, welche ich an der Nordwestseite des schon mehrfach erwähnten Burgkofels unterhalb der Tobelbrücke machen konnte. Normaler Tonalit greift hier weit in die Randzone ein und wird gangförmig vom aplitartigen Randgranit durchsetzt. An einer kleinen Felswand am Nordwestabhang beobachtete ich einen etwa $^1/_2$ Meter grossen flachen Einschluss von Kerntonalit im aplitartigen Gestein. Der scharf begrenzte Gesteinsbrocken ist von einer inneren 1·5—2 Centimeter mächtigen, fast glimmerfreien Zone umgeben, darauf folgt eine schmale glimmerreiche Hülle, dann folgt erst das normale aplitartige Gemenge.

Fig. 3.



Die beistehende Fig. 3 zeigt die an einem von der Contactstelle abgeschlagenen Scherben mit freiem Auge wahrnehmbaren Verhältnisse in natürlicher Grösse.

Bei mikroskopischer Untersuchung von Schliffen zeigt sich, dass die erste glimmerfreie Zone vollkommen scharf gegen das eingeschlossene Bruchstück (1 in der Figur) abgegrenzt, aber innig mit ihm verwachsen ist. Während der Kerntonalit an dieser Stelle sonst reich ist an Hornblende, sieht man doch kein Hornblendeindividuum an den Aplit angrenzen, dagegen finden sich wirrschuppige Aggregate kleiner Biotite, die die dicksäulenförmige Gestalt der Hornblenden zur Schau tragen. Es ist also die Hornblende in Berührung mit dem alkalireichen Magma des Aplit in Biotit umgewandelt worden. Die glimmerfreie Contactzone des Aplit (2 in der Figur) gliedert sich weiter in verschiedene Lagen.

a) Dem Einschluss zunächst folgt in einer Mächtigkeit von höchstens 3 Millimeter Quarz und Plagioklas in unregelmässig körnigem Gefüge. Darauf folgt

Digitized by Google

b) eine dickere Lage, in der strahlig angeordnete längliche Körner von saurem Oligoklas mit reichlicherem Mikroklin abwechseln; der Oligoklas zeigt schwache Andeutungen von Zonenstructur mit höchstens 4° erreichenden Differenzen der Auslöschungsschiefen; beide sind spärlich mikropegmatitisch von Quarz durchwachsen; hie und da stellen sich auch schmale riemenartige Streifen von Biotit dazwischen ein (in der Figur durch schwarze Linien angedeutet), wie sie in Pegmatiten so häufig auftreten.

c) Von einem bestimmten Niveau an nimmt plötzlich die mikropegmatitische Durchwachsung mit Quarz überhand, so dass in den äusseren Partien der Quarz mindestens ein Drittel der Masse ausmacht. Dieser Mikropegmatit reicht nun in den zierlichsten divergentstrahligen Büscheln bis an die Glimmerhülle.

Diese selbst (3 in der Figur) besteht aus Tafeln von Biotit und Muscovit, die sich mit ihren Breitseiten an die convexen Enden der Mikropegmatitbüschel anlegen und zwischen sich an einigen Stellen rundliche Quarzkörner einschliessen. Die Glimmerhülle geht dann allmählich in das Gesteinsgewebe über (4 in der Figur), indem sich Krystalle von zonargebautem Plagioklas, Mikroklin u. s. w. zwischen die Glimmerblätter einmengen. [1])

Durch Anätzen einer angeschliffenen Fläche und Färben mit Baumwollblau konnte ich die an Dünnschliffen gewonnenen Ergebnisse controliren, namentlich auch mich überzeugen, dass in der innersten dem Einschluss zunächst liegenden körnigen Zone *a* der Mikroklin noch fehlt, während er in der zweiten strahligen *b* mächtig hervortritt und an Masse den Plagioklas überwiegt, während gleichwohl auch dieser in mikropegmatitischer Verwachsung mit Quarz bis an die äussere Glimmerlage herantritt.

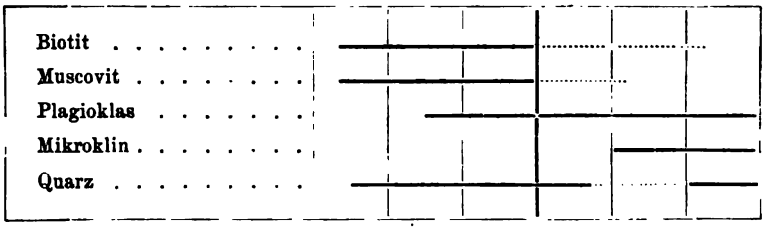
Es ist nun zunächst klar, dass der Einschluss als Krystallisationscentrum wirkte und sich aus dem Magma die aufeinanderfolgenden Ausscheidungen schichtenweise übereinander absetzten. Die äussere glimmerreiche Lage kann jedoch diese Entstehung nicht haben; man kennt sehr gut die Stellung, in welcher Glimmer sich an fester Unterlage ansetzen; dies erfolgt immer mit den Randflächen, niemals mit der Tafelfläche. Diese Stellung haben auch die

[1]) Im Gesteinsgewebe haben die Plagioklase basische Kerne mit 20° erreichenden Auslöschungsdifferenzen.

Digitized by Google

schmalen Glimmertafeln, die in der strahligen Pegmatitzone eingewachsen sind. Dagegen entspricht die Stellung der Tafeln in der glimmerreichen Aussenzone ganz gut der Vorstellung, dass sie durch die fortwachsenden Pegmatitstrahlen zusammengeschoben wurden. Sie entsprechen somit sammt den rundlichen Quarzkörnern und den zonar gebauten Plagioklasen älteren Ausscheidungen, die im Magma bereits vorhanden waren, als der Einschluss als Krystallisationscentrum zu wirken anfing. Die Abscheidung des Pegmatitrandes begann mit körnigen Aggregaten von Plagioklas und Quarz; erst später stellte sich Mikroklin ein. Die Quarzabscheidung wurde dadurch zeitweilig in den Hintergrund gedrängt, lebte aber gegen Ende, bei Ausbildung der äussersten quarzreichen Mikropegmatitlagen wieder auf. In dieser ganzen Periode ist wohl ein quantitatives Ueberwiegen des Mikroklin zu bemerken, allein auch die Ausscheidung von saurem Oligoklas und von Biotit hat bis zu Ende in abgeschwächtem Masse fortgedauert. Wenn wir das zeitweilige Zurücktreten der Ausscheidung eines Gemengtheiles durch punktirte Linien andeuten, so kommen wir zu folgendem Schema für die Ausscheidungsfolge, wobei der Zeitpunkt, in dem der Einschluss von Kerntonalit als Structurcentrum zu wirken begann, durch einen stärkeren Verticalstrich markirt ist.

Ausscheidungsfolge im aplitartigen Randgranit.



Dieselbe Ausscheidungsfolge gilt auch für den mikroklinreichen Randgranitit. Es ist insbesondere hervorzuheben, dass sich keinerlei Beweise auffinden lassen für das höhere Alter der grossen Mikroklinindividuen, die in diesem Gestein häufig auftreten. Im Gegentheil scheinen die Biotittafeln, die bisweilen die Mikroklinkörner in tangentialer Stellung rings umgeben, in ähnlicher Weise im festen Zustand von dem wachsenden Mikroklinkorn zur Seite geschoben zu sein, wie wir dies oben für die Glimmerlage am Contact des aplitartigen Granites mit Tonalit annehmen mussten. Bemerkenswert für die

Digitized by Google

späte Ausscheidung des Mikroklin ist auch, dass im Inneren der grossen Quarzkörner nie Mikroklin als Einschluss auftritt, während Plagioklase sowohl im Quarz als im Mikroklin vorkommen.

Der Mikroklin theilt also mit dem Quarz die Stellung, die dieser in den Graniten allein inne hat. Diese eigenthümliche Rolle des Kalifeldspathes im Tonalit hat bereits G. vom Rath[1]) durch makroskopische Beobachtung sehr gut erkannt.

Die Erkenntnis, dass in diesen Gesteinen zum Schluss Plagioklas, Mikroklin und Quarz gleichzeitig krystallisiren, erlaubt nun auch eine richtige Deutung jener mikropegmatitischen Aggregate von Feldspath und Quarz, die in den Randgesteinen in ziemlicher Verbreitung vorkommen, aber auch in dem Kerngesteine nicht fehlen.

Mikropegmatit.

Diese Verwachsungen treten stets am Rande oder in der Nähe des Randes in den Mikroklinkörnern auf; dort, wo sie mit dem Rand des Durchschnittes in Verbindung stehen, erkennt man eine zapfenähnliche Gestalt, die mit gerundeter Oberfläche in das Innere des Mikroklinkornes vordringt. Wo derartige Gebilde mit dem Rande nicht unmittelbar zusammenhängen, liegen sie diesem doch so nahe, dass man ganz gut annehmen kann, die Verbindungsstelle sei über oder unter der Schliffebene vorhanden gewesen und durch den Schliff entfernt worden. Die Durchschnitte sind in diesem Falle annähernd kreisrund.

Diese Mikropegmatitzapfen lassen im polarisirten Lichte die Zusammensetzung aus zwei durcheinander gewachsenen Individuen erkennen, welche keine gesetzmässige Stellung gegeneinander einnehmen. Bei Anwendung starker Blendung oder schiefer Beleuchtung kann man sich von dem verschiedenen Lichtbrechungsvermögen der verwachsenen Minerale überzeugen. Das Mengenverhältnis von Feldspath und Quarz ist ziemlich constant, und zwar ist stets vom Quarz weniger vorhanden, so dass das mikroskopische Bild aus einer einheitlich auslöschenden Grundsubstanz besteht, die durch gelegentliche Spaltrisse ihre Feldspathnatur bekundet, in welche dünne, wurmähnlich gekrümmte Quarzstengel eingebettet sind. Die genauere

[1]) Beiträge zur Kenntnis der eruptiven Gesteine der Alpen. Zeitschr. der deutschen geol. Gesellsch. 1864, pag. 255.

Digitized by Google

Untersuchung der Lichtbrechungsunterschiede in geeigneten Schnitten lässt zunächst erkennen, dass an diesen Gebilden schwach lichtbrechender Mikroklin nur in sehr geringen Mengen theilnimmt; nur am äusseren Rand der zapfenartigen Durchschnitte greift hier und da Mikroklinsubstanz in das Gebilde ein, so dass der Rand wie gezähnelt aussieht; sie ist dann parallel orientirt mit dem umgebenden Mikroklinkorn. Die Hauptmasse besteht aus Plagioklas und Quarz.[1])

Ich habe den Versuch gemacht, auf Grund der Lichtbrechungsunterschiede den Plagioklas dieser Gebilde genauer zu bestimmen, und habe folgende Resultate erzielt:

In der Pegmatitzone des aplitähnlichen Randgranites von der Nordwestseite des Burgkofels wurde ermittelt:

$$\omega > \alpha' \quad \varepsilon > \gamma' \quad \omega = \gamma' \quad \varepsilon > \alpha'$$ saurer Oligoklas.

Ebenso verhalten sich die mikropegmatitischen Partien in einem ähnlichen aplitartigen Gestein, das auf der Südseite des Burgkofels Schlierengänge im Randgranitit bildet.

Im mikroklinreichen porphyrartigen Randgranitit vom Höhenkofel ergab sich:

$$\omega = \alpha' \quad \varepsilon > \gamma' \quad \omega < \gamma' \quad \varepsilon > \alpha'$$ basischer Oligoklas.

Ebenso verhält sich feinkörniger Randtonalit vom Höhenkofel.

Der Plagioklas des Mikropegmatit gehört also immer den natronreicheren Gliedern an, selbst wenn im Gestein kalkreicher Plagioklas vorhanden ist. Nie wird aber so natronreicher Plagioklas vorgefunden, wie er in den „Adern" der Plagioklase vorliegt.

Die Anordnung der auseinanderlaufenden Quarzstengel lässt in günstigen Schnitten eine bestimmte Wachsthumsrichtung erkennen, welche immer vom Rande des Mikroklinkornes einwärts gerichtet

---

[1]) Ich hatte Gelegenheit, diese Gebilde auch an einigen anderen Gesteinen zu untersuchen, und ehe ich noch die Unterscheidung von Plagioklas und Orthoklas durch Lichtbrechungsunterschiede gelernt hatte, mich auch durch die Färbemethode überzeugt, dass in diesen Gebilden in der That Plagioklas mit Quarz verwachsen ist, z. B. in den ausgezeichneten Mikropegmatitzapfen, welche in die grossen Orthoklaskörner des Kepernikgneisses der Sudeten randlich eingesenkt sind. Vergl. auch R. Herz, Gesteine der Ecuatorianischen Westcordillere. Berlin 1892, pag. 12. Das gilt natürlich nicht für alle mikropegmatitischen Verwachsungen; so sind z. B. die ausgezeichneten Mikropegmatite in der Zwischenmasse des Kersantit von Els im niederösterreichischen Waldviertel aus Orthoklas und Quarz gebildet.

Digitized by Google

ist, als ob die Aggregate sich in den Mikroklin gewissermassen eingefressen hätten. Dies scheint manche Beobachter zu der Meinung veranlasst zu haben, dass die Zapfen sich durch Corrosion des Mikroklin gebildet hätten; man hat sogar die Verwitterung für diese Gebilde verantwortlich gemacht.[1]) Die Art und Weise, wie an frischen Stellen Mikroklin und Mikropegmatit verzahnt sind, schliesst aber den Gedanken an eine secundäre Verdrängung aus, und fordert eine andere Art der Erklärung.

Noch wäre schliesslich zu erwähnen, dass diese Mikropegmatitzapfen häufig von benachbarten Plagioklaskrystallen ausgehen, mit denen dann auch der Feldspathantheil parallel orientirt ist. Seltener setzen sich solche Zapfen an benachbarte Mikrokline oder Quarze an.

Für das richtige Verständnis dieser Gebilde ist es wichtig, dass sie gerade an jenen Stellen auftreten, an denen sich die zuletzt erstarrten Antheile des Gesteines befinden müssen, nämlich an den äusseren, somit jüngsten Theilen desjenigen Gemengtheiles, der zuletzt sich auszuscheiden beginnt. Die Erfahrungen an der Mikropegmatitzone vom Burgkofel lehrten, dass die Krystallisation des Mikroklins anfängt, ehe noch alle Plagioklas- und Quarzsubstanz ausgeschieden wurde. Es ist aber sehr wohl möglich, dass für den Kalifeldspath eine gewisse Uebersättigung platzgreift, ehe seine Ausscheidung beginnt, einmal, weil für den Kalifeldspath keine isomorphen starren Kerne vorhanden sind, wie sie dem natronreichen Plagioklas in den älteren kalkreichen Plagioklaskrystallen sich darbieten, sodann weil erfahrungsgemäss die Kalisilicate überhaupt nicht leicht krystallisiren. Ist die Krystallisation einmal begonnen, so wird sie rasch vorwärts schreiten und dadurch die Ausscheidung der anderen Minerale zurückdrängen. Durch den raschen Herausfall der Kaliverbindung wird sich aber Kieselsäure und Plagioklassubstanz im Magmarest relativ anreichern und es wird deren Ausscheidung an jenen Stellen erfolgen, wo noch Raum vorhanden ist, zwischen den heranwachsenden Mikroklinen und den Plagioklas- und Quarzkörnern der Umgebung. Diese neuen Ausscheidungen werden sich aber eher an die alten Plagioklas- und Quarzkörner als an die ungleichartigen, rasch wachsenden Mikrokline ansetzen; daher die einwärts in das Mikroklinkorn zielende Wachsthumsrichtung der Zapfen.

[1]) Vergl. Julius Romberg, Petrograph. Untersuchung an argentinischen Graniten. Neues Jahrb. f. Min. 1892, B. Bd. VIII.

Digitized by Google

Ich sehe also in den mikropegmatitischen Zapfen nicht das Resultat einer späteren Corrosion oder gar der Verwitterung, sondern die zuletzt gleichzeitig mit dem Rand der Mikroklinkörner erstarrten Magmaantheile. [1])

Zonenstructur der Plagioklase.

In den pag. 407 und 410 aufgestellten Schemen der Erstarrungsfolge haben die Horizontallinien des Plagioklas eine besondere, von den übrigen verschiedene Bedeutung. Die aufeinanderfolgenden Plagioklasausscheidungen sind nicht identisch, sondern ändern sich in gesetzmässiger Weise, indem anfänglich anorthitreiche Mischungen ausgeschieden werden, während später immer albitreichere Hüllen sich um den Kern lagern. Diese gesetzmässige Folge ist, seit sie zuerst von Toernebohm und Hoepfner entdeckt wurde, ungemein häufig wiedergefunden worden. [2]) In neuester Zeit hat R. Herz [3]) diese Frage wieder aufgenommen und durchaus zutreffend erklärt. Da die *An*-Substanz im Magma schwerer löslich ist und leichter krystallisirt als die *Ab*-Substanz [4]), scheidet sich aus dem Magma, dessen Zusammensetzung dem Verhältnis $m\,An : n\,Ab$ entspricht, ein Feldspath von der Zusammensetzung $\alpha m\,An : n\,Ab$ aus, wobei $\alpha > 1$. Der Magmarest wird dadurch immer reicher an *Ab*, weshalb die folgenden Ausscheidungen sich immer mehr dem Albit nähern. Diese Deutung der allgemein geltenden Regel wird auch durch die experimentellen und theoretischen Untersuchungen über gemischte Lösungen und Schmelzflüsse erhärtet. [5])

Diese Auseinandersetzungen erklären befriedigend den Fall, den Hoepfner an den Plagioklasen des Monte Tajumbina trefflich

---

[1]) Vergl. hierzu auch K. v. Chrustschoff, Beiträge zur Petrographie Volhyniens und Russlands. Diese Mitth. IX, pag. 470.

[2]) Vergl. die Zusammenstellung der hierauf bezüglichen Literatur in F. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie. 2. Aufl., Bd. I, pag. 230 u. f.

[3]) R. Herz, Die Gesteine der ecuatorianischen Westcordillere. Berlin 1892, pag. 32 u. ff. Separatabdruck aus Reiss u. Stübel, Reisen in Südamerika.

[4]) Vergl. Lagorio, Ueber die Natur der Glasbasis, sowie der Krystallisationsvorgänge im eruptiven Magma. Diese Mitth. 1887, VIII, insbesondere pag. 521.

[5]) Vergl. F. W. Küster, Ueber die Erstarrungspunkte isomorpher Gemische. Zeitschr. für phys. Chemie, VIII, pag. 577 und Bakhuis Roozeboom, Ueber die Löslichkeit von Mischkrystallen, speciell zweier isomorpher Körper. Ebenda, pag. 504.

Digitized by Google

beschrieben hat, und der als einfache stetige Zonenfolge bezeichnet werden mag.

Die Plagioklase folgen aber nicht immer diesem einfachen Gesetz, sondern es kommen viel häufiger complicirter gebaute Krystalle vor, die sich vorläufig in folgender Weise gruppiren lassen:

1. Periodische Folge mit basischen Recurrenzen. Um den Kern legen sich folgeweise *Ab*-reichere Schichten; dann folgt nach einer scharfen Grenze eine zweite ähnliche Zonenfolge, die wieder mit *An*-reicherer Mischung beginnt und stetig zu *Ab*-reicheren übergeht. Solche Perioden können sich oft wiederholen. Gewöhnlich beobachtet man, dass sowohl die Anfangs- als die Endglieder der aufeinanderfolgenden Perioden, unter sich verglichen, der allgemeinen Regel gehorchen und nach aussen *Ab*-reicher werden. Doch gilt dies nicht ausnahmslos.

2. Regelmässig wechselnde Zonenfolge. Auf den Kern folgt eine *Ab*-reichere Schichte, auf diesen eine *An*-reichere, wieder eine *Ab*-reichere u. s. f., dabei gehorchen die abwechselnd auf einanderfolgenden basischen sowohl als sauren Schichten der allgemeinen Regel, sie werden je weiter nach aussen liegend um so *Ab*-reicher.

3. Unregelmässig wechselnde Zonenfolge. Die aufeinanderfolgenden Schichten lassen keine Gesetzmässigkeit erkennen.

In unseren Gesteinen findet sich 1 sehr häufig, besonders schön im Zinsnockgestein; 2 ist in typischer Weise an den Einsprenglingen im Tonalitporphyrit zu beobachten. 3 wurde ebenfalls beobachtet, insbesondere im Kerntonalit.

Diese Störungen der allgemeinen Regel haben verschiedene Erklärungsversuche hervorgerufen. Hoepfner[1]) hat Strömungen im Magma angenommen, die den wachsenden Krystall an verschiedene Stellen bringen, an denen die Temperatur des Magmas wechselt, und demzufolge verschieden zusammengesetzte Plagioklassubstanz sich ausscheidet. Herz[2]), der insbesondere den Fall 1 (Periodische Zonenfolge mit basischen Recurrenzen) im Auge hat, der kurz nach Hoepfner's Beschreibung von mir[3]), in jüngster Zeit auch von

[1]) Ueber das Gestein des Mte. Tajumbina in Peru. N. Jb. f. Min. 1881, II, pag. 164

[2]) R. Herz l. c. und diese Mitth. XIII, pag. 5.

[3]) F. Becke, Eruptivgesteine der Gneissformation des niederösterr. Waldviertels. Diese Mitth. 1883, V, pag. 147.

Digitized by Google

Küch[1]), Belowsky[2]) und Anderen geschildert wurde, hat diese Strömungshypothese noch weiter ausgebildet. Er stellt sich vor, dass der Plagioklaskrystall, nachdem er sich aus seiner Umgebung die gesammte verfügbare Feldspathsubstanz entsprechend der oft erwähnten Regel angelagert hat, durch Strömungen in Magmapartien geführt werde, die noch Feldspathsubstanz gelöst enthalten, dort beginnt der Process von neuem. Dabei will er den wechselnden Druck- und Temperaturverhältnissen nicht alle Einwirkung absprechen.

Gegen die so formulirte Strömungshypothese lassen sich manche Bedenken erheben. Wie soll man sich Strömungen im Magma vorstellen, die lediglich die Krystalle verschieben, das Magma selbst aber unberührt lassen, oder doch die im Magma schwimmenden Krystalle wiederholt aus ihrer magmatischen Umhüllung heraus in andere Magmapartien führen? Wie soll in einem Magma, in dem allenthalben in kurzen Abständen Krystallisationscentra vertheilt sind, jene Uebersättigung zu Stande kommen, welche die Herz'sche Hypothese fordert? Wie soll man schliesslich die Fälle 2 und 3 erklären, wie das der allgemeinen Regel gehorchende Saurerwerden der einander folgenden kleineren Perioden?

Die Erscheinungen erklären sich wohl viel einfacher, wenn man berücksichtigt, dass der oben eingeführte Coëfficient α keine Constante, sondern wie fast alle physikalischen Coëfficienten von den äusseren Umständen (Druck und Temperatur) und von der chemischen Zusammensetzung des Magmas, namentlich auch von seinem Gehalt an Gasen und Dämpfen abhängig sein wird.

Das Zusammenspiel dieser Factoren kann sehr wohl den normalen Ablauf des Ausscheidungsprocesses in der Weise modificiren, wie es die oben angeführten 3 Fälle verlangen. Wir haben bisher keine Kenntnis von dem Zusammenhang des Coëfficienten α mit den angeführten Factoren. Die Häufigkeit periodischer Zonenfolgen mit basischen Recurrenzen legt es nahe, anzunehmen, dass bei der Erstarrung der Gesteine häufig und periodisch eintretende Ereignisse eine plötzliche Erhöhung von α bewirken. Ob man diese Ereignisse

[1]) R. Küch, in Reiss u. Stübel, Reisen in Südamerika. Geolog. Studien in der Republik Colombia. I. Petrographie. 1. Die vulcanischen Gesteine. Berlin 1892, pag. 26 u. a. a. O.

[2]) M. Belowsky, Gesteine der westecuatorianischen Cordillere von Tulcan bis zu den Escaleras-Bergen. Inaugural-Diss. Berlin 1892.

Digitized by Google

in plötzlicher Temperaturabnahme, oder in Druckänderungen zu suchen habe, lässt sich zur Zeit wohl nicht entscheiden.

Derartige Aenderungen können nun ganz wohl auch durch Strömungen des Magmas sammt den darin schwimmenden Krystallen erzeugt werden, und in diesem von Hoepfner angedeuteten Sinn vermag auch ich einen Einfluss der Strömungen auf die Ausbildung der Zonenstructur zuzugestehen.

Einem Einwand gegen die hier vertretene Hypothese muss ich noch begegnen. Sucht man die Ursache der Zonenstructur in den äusseren Umständen, so muss man nothwendig folgern, dass alle nebeneinander liegenden Krystalle ähnliche Aenderungen durchgemacht haben, und somit auch ähnliche Zonenstructur aufweisen. Dies scheint bei oberflächlicher Betrachtung nicht der Fall zu sein. Indessen ist zu berücksichtigen, dass die Uebereinstimmung der Zonenstructur nur dann aus dem mikroskopischen Bilde zu entnehmen wäre, wenn man durchweg centrale, parallel orientirte Schnitte durch gleich alte Krystalle vergleichen könnte. Diesen Bedingungen genügen nun offenbar die zufälligen Durchschnitte der Dünnschliffe nicht. Trotzdem kann man sich häufig überzeugen, dass gewisse hervorstechende Merkmale der Zonenstructur: wie eine besonders breite oder eine besonders schmale Aussenzone, oder einzelne auffallend abweichend orientirte Zonen, sich in der That bei allen annähernd gleich grossen Durchschnitten desselben Dünnschliffes wiederholen.

Magmatische Umwandlungen.

Zu einigen Erörterungen gibt noch die pag. 390 geschilderte inhomogene Beschaffenheit des basischen Kernes Anlass. Aehnliche Erscheinungen sind nicht allzuhäufig beschrieben worden. In der letzten Zeit haben F. Graeff und R. Brauns[1]) Plagioklase aus einem porphyrischen Ganggestein von Cingolina in den Euganeen beschrieben, welche mit der hier zu erörternden Erscheinung auf den ersten Blick einige Aehnlichkeit zu haben scheinen. Die Plagioklase dieses Gesteines sind durchzogen von Einschlüssen, die aus

[1]) F. Graeff und R. Brauns, Zur Kenntnis des Vorkommens körniger Eruptivgesteine bei Cingolina in den Euganeen. Neues Jahrb. f. Min. etc. 1893, I, pag. 129. — Aehnliche Dinge scheint auch M. Belowsky beobachtet zu haben, der sich mit einer anderen Deutung beruhigt, l. c. pag. 28.

Digitized by Google

saurem, parallel mit dem Wirth orientirten Feldspath bestehen, der übereinstimmt mit der äussersten Hülle desselben, nebstdem auch Mikrolithen beherbergt, wie sie in der Grundmasse verbreitet sind. Sie erklären die Erscheinung durch Erstarrung von Mutterlaugenresten, die beim Wachsthum der Einsprenglinge eingeschlossen wurden, oder als Ausfüllung von Hohlräumen, welche nach abgeschlossener Ausbildung durch chemische Corrosion in jenen entstanden sind.

Für den Plagioklas des Rieserfernergesteines glaube ich den letzteren Fall annehmen zu müssen. Allgemeine Erwägungen lassen mich in dem als Kerngerüst bezeichneten Theil der Plagioklase die Reste der ältesten Plagioklasausscheidungen erblicken. Namentlich die aus der optischen Orientirung und der hohen Lichtbrechung erschlossene kalkreiche Zusammensetzung (im Kerngerüst liegt stets die *An*-reichste Mischung des Plagioklaskrystalles vor), ferner der Reichthum an Flüssigkeitseinschlüssen sprechen dafür. Andererseits sind die Formen des Kerngerüstes in vielen Fällen so zusammenhanglos und locker gefügt, dass man sich schwer vorstellen kann, wie ein derartiges Gebilde durch Krystallisation aus dem Magma hätte entstehen können. Ueberdies lassen sich in allerdings seltenen günstigen Fällen in der That Verhältnisse beobachten, die geradezu auf Corrosion und Ausfüllung der Lücken durch Feldspathsubstanz hinweisen, wobei die Füllsubstanz gleichzeitig mit gleichartigen Theilen der Hülle und in theilweise sichtbarem Zusammenhang mit dieser gebildet wurde (vergl. Fig. 2 auf pag. 393). Es ist wohl auch von vorneherein nicht unwahrscheinlich, dass die basischen Kerne von dem relativ alkalireicher gewordenen Magmarest angegriffen werden; es ist auch verständlich, dass diese Corrosion sich nur auf die kalkreichsten Theile des Kernes erstreckt. Nothwendige Voraussetzung ist, dass das Magma irgendwie durch Lücken oder Risse in den zuletzt abgesetzten Schichten Zutritt zum Kerne erhalte. Es wird so auch verständlich, warum die Füllsubstanz meist aus einer saureren Mischung besteht, als die innerste Schichte der zonargebauten Hülle. Die Corrosion kann erst erfolgen, wenn eine merkliche Differenz zwischen der Zusammensetzung des Kernes und des Magmarestes eingetreten ist.

Der Zeitpunkt, wann jene Resorption und homoaxe Ersetzung durch natronreichere Plagioklasmischungen erfolgte, lässt sich dadurch

Digitized by Google

einigermassen bestimmen, dass die Plagioklas-Einschlüsse in der Hornblende und im Biotit nichts von jenen Corrosionserscheinungen zeigen.

Auch die auf pag. 399 erwähnte Durchdringung und Umhüllung brauner Hornblende durch grüne scheint auf ähnliche, während der magmatischen Erstarrung erfolgende moleculare Umwandlungen zurückzuführen zu sein.

Endlich scheint auch die Umwandlung von Hornblende in Biotit, deren Spuren man vielfach, besonders deutlich aber in den porphyrischen Gesteinen begegnet, hierher zu gehören.

Durch die erwähnten Erscheinungen an den Plagioklasen wird eine gewisse Zweitheilung der Erstarrung des Gesteines angedeutet, und man könnte sich versucht fühlen, beim Plagioklas die Kerne als Gemengtheile der primären Consolidation den Hüllen als Gemengtheilen der secundären Consolidation entgegenzustellen.

Dieser Unterschied würde sich jedoch nicht decken mit den zweierlei Generationen, wie sie Rosenbusch für die porphyrische Structur fordert. Jene Zweitheilung wird durch chemische Verhältnisse bedingt, und die Trennung entspricht dem Zeitpunkt, in welchem die Zusammensetzung des Magmarestes mit der der zuerst ausgeschiedenen kalkreichen Plagioklaskerne nicht mehr im Gleichgewicht zu halten ist. Eine zweite Plagioklasgeneration, wie sie für die porphyrische Structur erfordert wird, kann sich aber zu sehr verschiedenen Zeitpunkten zu bilden beginnen, wenn nämlich die äusseren Umstände eine feinkörnige Ausbildung des Magmarestes herbeiführen.

Aehnliche inhomogene Plagioklaskerne beobachtete ich im Augitdiorit von Schemnitz und im Quarzdiorit vom Neuntestein.

Umwandlungen nach der Erstarrung.

Ausser den direct aus dem Magma erstarrten Gemengtheilen kommen in den Rieserferner Gesteinen in weiter Verbreitung, aber relativ geringer Menge noch eine Anzahl Minerale vor, die ich als secundäre Gebilde betrachte, ohne ihnen aber die Entstehung durch eigentliche Verwitterung zuschreiben zu wollen. Diese Minerale sind vornehmlich: Epidot, Zoisit, Muscovit, Oligoklasalbit, Calcit.

Der Epidot, durch die starke Lichtbrechung, die lebhaften Polarisationsfarben, die symmetrische Axenlage quer zur Längs-

Digitized by Google

erstreckung der Körner gut charakterisirt und von sehr lichter Färbung, daher kaum wahrnehmbarem Pleochroismus, hat zunächst ein charakteristisches Auftreten in Begleitung des Orthit, dessen Krystalle er mit dicken Schichten oder einseitigen Fortwachsungen umhüllt. Bezeichnend ist, dass sich in denselben Schliffen an anderen Stellen nur Zoisit vorfindet; der Orthit hat die Ausscheidung der dimorphen Substanz in der isomorphen Epidotform veranlasst.

Zoisit und Epidot finden sich sonst noch in unregelmässigen Körnern besonders zwischen Biotit und Plagioklas. Dass der letztere durch Zoisit verdrängt wird, ist an der trüben undurchsichtigen Beschaffenheit der unmittelbar angrenzenden Plagioklaspartien leicht zu erkennen; dagegen geht er mit Biotit und Hornblende Verwachsungen ein, die man nur als gleichzeitige Bildungen auffassen kann. Aehnliche Beobachtungen scheinen v. Foullon zu der Meinung von der primären Natur des Epidotes in Porphyriten [1]) veranlasst zu haben. Es wurde bereits früher erwähnt, dass der in solchen Verwachsungen vorkommende Biotit öfter durch eine in's Grünliche geneigte Farbe, die Hornblende durch lichtere Tinten einen Unterschied von der älteren Generation derselben Gattungen erkennen lässt. Ich halte es für richtiger, auch den Biotit und die Hornblende jener Verwachsungen als Neubildungen anzuerkennen.

Sehr häufig tritt ferner Zoisit in den basischen Kernen der Plagioklase auf, und ist hier oft von Muscovit in grösseren Schuppen begleitet. Das Auftreten im getrübten undurchsichtigen Plagioklas lässt an der secundären Natur dieser Gebilde keinen Zweifel zu. Selten findet sich neben dem Kalksilicat in derselben Weise das entsprechende Carbonat als Calcit.

Muscovit, Calcit und Zoisit bilden ferner nicht selten die Füllung schmaler Spalten, die das Gestein weithin durchziehen und hier ist der Muscovit in der Regel als feinschuppiger Sericit ausgebildet. In den Randgesteinen, die bisweilen Muscovit auch als primären Gemengtheil führen, kann man unter Umständen zweifelhaft werden, welcher Bildung einzelne Individuen angehören.

Zu den Bildungen gleicher Kategorie gehört endlich noch der albitähnliche Plagioklas, der in der Form unregelmässiger Adern

---

[1]) Ueber Porphyrite aus Tirol. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1886, Bd. XXXVI, besonders pag. 756.

Digitized by Google

von krystallographisch parallel orientirter Substanz in die Plagioklaskrystalle eindringt.

Es ist nicht zu verkennen, dass die Menge dieser Neubildungen in einem gewissen Verhältnis steht zu den Spuren mechanischer Beeinflussung des Gesteines, die sich in den bekannten Erscheinungen der undulösen Auslöschung am Quarz, in den zahlreichen, oft gedrängt parallel laufenden Klüftchen und Sprüngen der Plagioklase, der Stauchung der Biotite offenbart und nicht selten bis zur Ausbildung deutlicher Kataklasstructur gesteigert ist.

Nichtsdestoweniger kann ich in der mechanischen Beeinflussung des Gesteines nicht die Ursache jener Neubildungen erblicken. Ich möchte vielmehr annehmen, dass sich unsere Gesteine, nachdem die magmatische Erstarrung abgelaufen war, lange Zeit hindurch unter äusseren Umständen befanden, in welchen die durch Erstarrung geschaffenen Verbindungen nicht die stabilste Gleichgewichtslage darstellten; namentlich gilt das für die basischen Plagioklase, deren Silicate unter den herrschenden Umständen dem Zerfall in Natronaluminiumsilicat (Albit) einerseits, in Kalkaluminiumsilicat (Zoisit, Epidot) andererseits zustrebten. Es ist auch zu vermuthen, dass alkalihaltige Lösungen das Gestein durchsetzten; nur so ist die Neubildung von Biotit und Kaliglimmer verständlich. Diese Umsetzungen gingen überall im Gestein von statten, wo die umbildenden Lösungen eingreifen konnten. Wo das Gestein durch den Gebirgsdruck zermalmt wurde, fanden sie am intensivsten statt.

Durch diese Vorgänge wird die typische Massengesteinsstructur mehr und mehr verwischt und es ist lehrreich, darüber nachzudenken, was man vor sich haben würde, wenn diese Vorgänge noch länger und intensiver hätten wirken können. Die Tendenz aller Neubildungen geht nun offenbar dahin, unsere Gesteine den krystallinischen Schiefern näher zu bringen; wir dürfen daher vielleicht vermuthen, dass schliesslich ein gneissähnliches Gestein herausgekommen wäre, das nun durch Uebergänge und Wechsellagerung (vergl. das oben Gesagte über Einschlüsse von Schiefergneiss und Lagergänge in der Schieferhülle) noch inniger mit seiner Schieferhülle verknüpft wäre, als dies jetzt der Fall ist.

Bei Vollendung der in ihren Anfangsstadien gut erkennbaren metamorphen Vorgänge wäre wohl ein Gestein entstanden, welches

Digitized by Google

dem Begriff eines anogen metamorphen Gesteines[1]) nahe stünde. Indessen ist die Uebereinstimmung keine vollkommene, da insbesondere die reichliche Neubildung von Chlorit und sericitähnlichem Muscovit fehlt, und da auch Biotit unter den Neubildungen anzunehmen ist.

Pegmatite.

Grobkörnige Gemenge der Tonalitgemengtheile, unter denen aber die älteren Ausscheidungen, die Hornblenden, die kalkreichen Plagioklase fehlen, Biotit gegenüber dem Muscovit, Plagioklas gegen Kalifeldspath zurücktreten, begleiten vielfach die Randfacies des Tonalitkernes, bilden lager- und gangförmige Intrusionen in der Schieferhülle, und zeigen namentlich Uebergänge in die aplitartigen Gesteine, die als mächtigere Gänge im Rande und als schmale Adern im Kerntonalit auftreten.

Der vorherrschende, durch bläulichweisse Farbe ausgezeichnete Feldspath erweist sich als Mikroklin mit dem specifischen Gewichte 2·576 (pegmatitische Partien in der überhängenden Wand aus mikroklinreichem Randgranitit unterhalb der Tobelbrücke) bis 2·555 (Pegmatitlager im Schiefergneiss nördlich vom Gänsbichljoch). Auch diesem Mikroklin fehlt häufig auf weite Erstreckung jede Spur der Mikroklingitterung, so dass man Quadratcentimeter grosse Präparate mit einheitlicher Auslöschung herstellen kann. Die Auslöschungsschiefe wurde am letzteren Vorkommen auf P mit 16°, auf M mit $+ 8—9°$ gemessen.

Der Mikroklin ist reichlich von perthitischen Albitspindeln durchwachsen; die Auslöschungsschiefe auf P ergab sich zu 3—4°, auf $M + 18°$. Quarzeinschlüsse im Plagioklas erwiesen sich als merklich stärker lichtbrechend als dieser, was mit der Bestimmung als Albit übereinstimmt.

Der selbständig auftretende Plagioklas bildet schneeweisse, unregelmässige Körner, die meist geringere Dimensionen erreichen als der Mikroklin. In der Probe von der überhängenden Wand erhielt ich das specifische Gewicht 2·643, was auf einen dem Albit nahe stehenden Oligoklas hinweist. In den Pegmatiten, welche

[1]) F. Becke, Vorläufiger Bericht über die krystallinischen Schiefer und den geol. Bau des hohen Gesenkes (Altvatergebirge). Sitzungsberichte der Wiener Akademie. 1892, Bd. CI.

Digitized by Google

nördlich vom Zinsnock die Basis des Quarzglimmerdiorits bilden, wurde der Plagioklas nach der Lichtbrechung als Albit bestimmt: er gab die Charakteristik

$$\omega > \alpha' \quad \varepsilon > \gamma' \quad \omega > \gamma' \quad \varepsilon > \alpha'.$$

Quarz von lichtgrauer Färbung tritt gegenüber den Feldspathen zurück. Muscovit findet sich in grossen rhombischen Tafeln, Biotit spärlich und in kleinen Schuppen; als seltener accessorischer Gemengtheil tritt Granat auf. Stängligen Turmalin sah ich am Zinsnock; nach Löwl findet er sich reichlich in den Pegmatiten des Staller Sattels, südlich vom Rieserkern.

Die Pegmatite lassen eine regellos körnige Structur erkennen; eine bestimmte Ausscheidungsfolge lässt sich nicht ermitteln; alle Gemengtheile scheinen gleichzeitig zu krystallisiren. Spuren von Kataklase sind häufig schon mit freiem Auge an den unregelmässig gebrochenen Spaltflächen der Feldspathe zu erkennen; es ist schwer, eine auch nur 1 Quadratcentimeter grosse, ebene Spaltfläche zu erzielen; im Dünnschliff sind die kataklastischen Erscheinungen öfter sehr auffallend.

Die Pegmatitlager, welche das Zinsnockgestein im Liegenden begleiten, sind stellenweise als wahre Pegmatitgneisse ausgebildet. Grosse Tafeln von Muscovit sind, mit ihren längeren Axen in die Streckungsrichtung eingestellt, randlich aufgeblättert; kleine, braungrüne Biotitschuppen sind mit dem Rand verwachsen. Der Kern der Muscovite ist getrübt durch massenhafte Einschlüsse von haardünnen farblosen Nadeln (c in der Längsrichtung, Sillimanit?); der Saum der Muscovite ist frei davon und ist vielfach zerlappt und unterbrochen durch Einschlüsse von Quarz und Feldspath.

Mikroklin mit undeutlicher, verschwimmender Gitterung und Albitspindeln bildet eiförmige oder rundliche Körner. Dazwischen findet sich ein feinkörnig flasriges Gemenge, an dem sich ein dem Oligoklas nahestehender Albit ($\omega > \gamma'$, aber der Unterschied sehr klein), Quarz und Mikroklin betheiligen. Die gleichartigen Körner sind in parallelen Zügen und Flasern geordnet, wie häufig in den Gneissen, entbehren jeder Spur von Krystallform und bedingen, ohne dass man hier deutliche Spuren von Kataklase zu erkennen vermöchte, eine ausgeprägte Parallelstructur, welche noch durch Parallelzüge kleinerer Muscovitlamellen erhöht wird. Rundliche Körner von blassrothem Granat bilden einen spärlichen accessorischen Gemengtheil.

Digitized by Google

An einem der von Löwl am Südrand des Zinsnocklagers gesammelten Stücke glaube ich zu erkennen, dass das körnige Zinsnockgestein die Parallelstructur des Pegmatites schräge durchsetzt, somit jünger wäre als die Ausbildung der Parallelstructur im Pegmatit.

Während also ein Theil der Pegmatite, wie die Uebergänge in die aplitischen Ganggesteine beweisen, jünger als oder doch gleichalterig mit der Tonalitintrusion ist, so dass man die ganz zutreffende Bezeichnung eines Exsudates aus dem Massengestein auf sie anwenden kann (Reyer), gibt es andere Pegmatite, die der Intrusion des Zinsnocklagers vorangehen, und diese sind mit einer auffallenden Parallelstructur versehen. Es wäre nicht unmöglich, dass diese letzteren mit der Tonalitintrusion überhaupt nichts zu thun haben; man könnte sie vielleicht mit den weiter südlich zur Herrschaft kommenden Knollengneissen in Zusammenhang bringen. Alle hiermit verknüpften Fragen zu lösen bin ich nach meinen Beobachtungen nicht im Stande, weshalb ich mich begnüge, das thatsächlich Beobachtete wiederzugeben.

Einschlüsse von Gneiss.

In einer bestimmten Zone nicht weit von der äusseren Grenze treten im Tonalit des Reinwaldkernes zahlreicher als sonst fremde Einschlüsse auf. Diese Zone wird vom Reinbach nächst der Tobelbrücke durchbrochen, und man kann das Auftreten derselben sowohl am anstehenden, insbesondere an der Felswand unmittelbar neben dem Tobelfall studiren, an welcher der Thalweg nach Rein vorüberführt, als auch an den zahlreichen Blöcken, welche unweit von diesem Punkt am südlichen Fuss des Höhenkofels herumliegen.

Auch die kleineren Intrusionen in der Schieferhülle, die z. B. in der überhängenden Felswand neben dem Touristenweg von Winkelbad zu den Reinfällen weiter unterhalb trefflich aufgeschlossen sind, strotzen oft von solchen Einschlüssen.

An letzterem Punkte sind die biotitreichen Contactgneisse[1]) leicht durch ihren Glimmerreichthum von dem Intrusivgesteine mit seinen einzelnen regelmässigen sechsseitigen Glimmertafeln zu unterscheiden; sie zeigen kaum einen nennenswerten Unterschied gegen-

[1]) Vergl. weiter unten Schieferhülle.

Digitized by Google

über dem Normalgestein der Schieferhülle. Interessant ist hier nur das Verhalten der hornblendereicheren Schiefereinschlüsse, welche gegen die Contactgrenze auf eine Erstreckung von 1 bis ½ Centimeter die Verdrängung der Hornblende durch Biotit recht gut erkennen lassen.

An der Tobelbrücke und am Höhenkofel ziehen hellere, glimmerärmere Einschlüsse die Aufmerksamkeit auf sich. In ihrer Gesammtfärbung ähneln sie einigermassen der Randausbildung des Eruptivgesteines. Diese Aehnlichkeit könnte ganz wohl dazu führen, sie als etwas zum Tonalit selbst Gehöriges anzusehen, und es hat den Anschein, dass diese Gebilde die Ansicht mit verschuldet haben, das granitische Gestein gehe schlierig in eine Flasergneisszone über, die den „syngenetischen" Verband von Granit und Schieferhülle beweisen sollte.

Löwl[1]) hat in seiner Publication klar auseinandergesetzt, dass diese Deutung unhaltbar ist. Die schieferigen Partien sind stellenweise scharf abgegrenzt, die Schieferung ist in den verschiedenen Einschlüssen nach allen möglichen Richtungen orientirt.

Mehrere Proben dieser schieferigen Partien von der Tobelbrücke und vom Höhenkofel wurden in Dünnschliffen geprüft, auch solche, an denen die Grenze zwischen dem Einschluss und dem Massengestein untersucht werden konnte.

Es ergab sich dabei:

1. Die mineralogische Zusammensetzung weicht durch den grösseren Gehalt an Mikroklin von den mikroklinreichsten Typen des Randgranitits ab. Mikroklin ist der dominirende Feldspath.

2. Der Plagioklas entbehrt der deutlichen Zonenstructur und der ausgeprägten basischen Kerne. Er findet sich in schmalen Körnerzügen, welche insbesondere nach der Färbung deutlich hervortreten und sich zunächst an die Züge von Biotitschüppchen anschmiegen.

3. Nach der Lichtbrechung ist der Plagioklas dieses Gesteins identisch mit dem des umschliessenden Randgranitits. Beide stehen zwischen Andesin und Oligoklas.

4. In den accessorischen Gemengtheilen: Orthit, Apatit, Zirkon, Zoisit zeigt sich Uebereinstimmung mit dem Tonalit, doch fehlt den Zirkonen die spitzpyramidale Form; dem Quarz fehlen Einschlüsse

[1]) Die Tonalitkerne der Rieserferner in Tirol, l. c. pag. 6 u. 7.

Digitized by Google

von haarförmigen Mikrolithen, die violettbraunen hexagonalen Täfelchen.

5. Die Structur der Einschlüsse ist die für Flasergneisse charakteristische. Feinkörniger Plagioklas bildet um die zu Linien angereihten Biotitschuppen gruppirt im Querschliff langgestreckte Züge [1]), zwischen denen schlanke Linsen von Quarzkörnern liegen; diese umschliessen wieder die oft augenartig hervortretenden Mikroklinkörner, die gewöhnlich von einem Mosaik kleinerer Individuen, namentlich in der Streckungsrichtung, begleitet werden. Im Detail bekundet der Mikroklin seine geringere Krystallisationskraft, indem Quarz- und Plagioklaskörner mit rundlich convexen Grenzen in die Mikroklinkörner eingreifen, der stellenweise geradezu das Cement für jene bildet.

Sehr spärlich finden sich mikropegmatitische Verwachsungen von Plagioklas und Quarz am Rand der Mikroklinpartien.

6. Die Schliffe dieser Einschlüsse zeigen nicht selten höchst ausgeprägte Kataklasstructur, namentlich am Quarz, welche auf den Einschluss beschränkt ist und sich im umschliessenden körnigen Gestein nicht in diesem Masse ausbildet. Sie muss somit schon im Moment des Einschliessens bestanden haben.

7. Die Grenze zwischen dem Einschluss und dem Massengestein ist insbesondere an den der Schieferung parallelen Grenzen eine so scharfe, dass man selbst im mikroskopischen Bild für jedes einzelne Korn angeben kann, wohin es gehört. In einem Präparat ist die Grenze durch Anreicherung von Apatit markirt, der sich aus dem Magma auf der Oberfläche des Einschlusses angesiedelt hat. Minder scharf ist die Grenze dort, wo sie quer auf die Schieferung verläuft; dort gewinnt man eher den Eindruck einer vollständigen Verschmelzung, dem man auch im grossen an mehreren Stellen kaum entgehen kann; es läge sogar die Vermuthung nahe, dass der Mikroklinreichthum der Randfacies durch die Einschmelzung so mikroklinreicher Einschlüsse zu erklären sei.

Diese Beobachtungen rechtfertigen die Annahme, dass diese lichten Gneisseinschlüsse aus der unbekannten Unterlage des Tonalitkerns emporgebracht wurden.

[1]) Ausschliesslich in diesen Zügen finden sich Orthit, Apatit, Zoisit.

Digitized by Google

II. Die Gangvorkommnisse aus dem Iselthale.

Eilf Kilometer vom Ostende des Rieserkerns treten bei St. Johann im Iselthale, südlich von Windisch-Matrei, mächtige Tonalitgänge im Gneissglimmerschiefer auf. Wenn ich mir erlaube, hier einige Beobachtungen über diese Gesteine mitzutheilen, so geschieht es, weil die bisherigen Mittheilungen die Zugehörigkeit dieser Gesteinsvorkommen zum grossen Südtiroler Tonalitbogen nicht mit der wünschenswerten Klarheit zum Ausdruck bringen.

Diese gangförmigen Gesteine haben schon eine ziemliche Literatur. Die erste Erwähnung findet sich bei Stur.[1]) In dem Bericht über die geologischen Aufnahmen im westlichen Südtirol und in Kärnten sagt dieser Autor: „Eines bisher aus dieser Gruppe (es ist vom alten Glimmerschiefer des Südabhangs der Centralkette die Rede) nicht bekannten Gesteins, eines porphyrischen Hornblendegranits, muss hier noch Erwähnung geschehen. Ich habe es auf einem beschränkten Raume bei St. Johann im Iselthale beobachtet, wo es gangartig im Glimmerschiefer auftritt."

F. Teller hat diese Vorkommen genau untersucht.[2]) Er fand zwei verschiedene Typen, der eine, durch makroskopisch körnige Structur, lichte Farbe und accessorischen Granat ausgezeichnet, erinnert durchaus an Tonalit; der andere, dunkler gefärbte, trägt ausgesprochen porphyrische Structur zur Schau. Teller fand beide Varietäten im Zusammenhang und derart verbunden, dass die tonalitähnliche Varietät die mittleren, die porphyrische die randlichen Partien der grösseren Intrusionen bildet. Die durchgreifende Lagerung dieser Gesteine im Gneissglimmerschiefer wird von zwei Localitäten (Michelsbacher Wasserfall und Gehöft Oblasser) klar und anschaulich beschrieben. Die Erkenntnis von der Zusammengehörigkeit dieser deutlich gangförmig auftretenden Vorkommen mit den granitisch körnigen Gesteinen der Rieserfernergruppe wurde nur durch die Vorstellung von dem höheren Alter des Rieserfernergesteins verhindert.

---

[1]) Jahrb. der k. k. geolog. Reichsanstalt. Wien 1856, pag. 405.

[2]) F. Teller, Ueber porphyritische Eruptivgesteine aus den Tiroler Centralalpen. Jahrb. der k. k. geolog. Reichsanstalt. 1886, Bd. XXXVI, pag. 715.

Digitized by Google

H. v. Foullon hat diese Gesteine im Anhang an Teller's Publication beschrieben.[1]) Sie bilden bei ihm die Gruppe 2 und einen Theil der Gruppe 3 der „Quarzglimmerporphyrite", erstere die makroskopisch körnigen, letztere die porphyrischen Varietäten umfassend. Auch v. Foullon hebt die Aehnlichkeit mit Tonalit hervor, die soweit geht, dass seine Beschreibung des makroskopischen Aussehens der körnigen, granatführenden Varietät ohne irgend eine Aenderung Wort für Wort auf das Gestein des Reinwaldkerns angewendet werden könnte.

Professor Löwl hat dieses Vorkommen im Jahre 1892 besucht und Teller's Angaben vollinhaltlich bestätigt gefunden. Das porphyrische Salband der mächtigeren Intrusivmassen hat eine nur geringe Mächtigkeit, $^1/_2$ Meter bei der Intrusivmasse beim Gehöft Oblasser nach einer von Löwl's Hand herrührenden Etiquette eines von dort stammenden Handstückes.

Löwl verdanke ich auch eine kleine Serie von Gesteinsproben vom Michelsbacher Wasserfall und vom Oblasser, welche die ausserordentliche Aehnlichkeit der mittleren Theile der Intrusivmasse mit dem Rieserferner Tonalit und den allmählichen Uebergang in porphyrische Structur gegen das Salband trefflich veranschaulichen. Leider scheint ganz frisches Material nicht vorzukommen, so dass manche Beobachtungen, namentlich aber eine genauere Bestimmung der Feldspathe, unterbleiben musste.

Die an diesem Material angestellten Beobachtungen können die bereits von v. Foullon hervorgehobene Aehnlichkeit mit dem Rieserfernertonalit nur bestätigen. Das Gestein aus der Mitte der Intrusivgänge gleicht dem „kleinkörnigen Randtonalit", höchstens ist vielleicht der Gegensatz zwischen den deutlich zonarstruirten grösseren Plagioklasen und dem kleinkörnigen Gemenge von Plagioklas, Orthoklas und Quarz dazwischen etwas ausgeprägter. Ob man hier von einer wirklichen Grundmasse sprechen kann, wird wahrscheinlich der eine so, der andere anders beantworten; man hat eben keinen reinen, sondern einen Mitteltypus vor sich. Recht auffallend ist es, dass die Plagioklase, die sonst in allen Stücken denen des Tonalits gleichen, eine sehr schmale Aussenzone mit

[1]) H. v. Foullon. Ueber Porphyrite aus Tirol. Jahrb. der k. k. geolog. Reichsanstalt. 1886, Bd. XXXVI, pag. 747.

Digitized by Google

stetig wandernder Auslöschungsschiefe besitzen, als wäre das Material, das in den entsprechenden breiteren Zonen der Tonalit-Plagioklase ausgeschieden wurde, hier zum Theile anderweitig zum Aufbau der kleineren Plagioklaskörner verwendet worden.

Die grösste Aehnlichkeit mit dem Tonalit bekunden die grossen fassförmigen braunen Biotitkrystalle, über deren ausgezeichnete, den Gleitflächen folgenden Zwillingslamellen bereits auf pag. 401 gehandelt wurde. Die Hornblende dieser Gesteine zeigt einen umso vollkommeneren Idiomorphismus, je ausgeprägter die porphyrische Structur ist. In meinen Proben zeigt sie jedoch mehr in's gelbbraune geneigte, von der im Tonalit herrschenden grünen etwas verschiedene Farbe. Für den Granat hebt schon v. Foullon den Reichthum an fremden Einschlüssen hervor, worunter auch ich besonders in den äusseren Theilen vielfach Quarz erkennen konnte.

Der Uebergang zur deutlich porphyrischen Structur des Salbands erfolgt durch Feinerwerden des Korns in der aus beiden Feldspathen und Quarz bestehenden, zwischen den grösseren Krystallen liegenden Masse. Von den farbigen Gemengtheilen tritt nur der Biotit auch in die Grundmasse ein, und zwar im Gegensatz zu den säulenförmigen Einsprenglingen in sehr dünnen Lamellen, die schmale leistenförmige Querschnitte liefern, die stellenweise eine garbenähnliche Anordnung zeigen. Erwähnenswert ist ferner noch das Vorkommen von Pseudomorphosen von der Gestalt länglicher Säulen mit schlecht erhaltenem Querschnitt, welche aus einem blaugrünen chloritischen Mineral, einem lichten Glimmer und feinfaseriger, lichter Hornblende bestehen und muthmasslich auf einen Pyroxen bezogen werden dürfen. Sie sind ausschliesslich auf das porphyrische Salband beschränkt und fehlen dem körnigen Gestein des Centrums der Gänge.

Die Hornblende zeigt an vielen Stellen die Umbildung in wirrschuppige Aggregate von Biotit. Andere, die Feldspathe betreffende Umwandlungen sind durch die oft weit vorgeschrittene Verwitterung unkenntlich gemacht.

Ein von Löwl gesammeltes Stück lässt den unmittelbaren Contact mit dem benachbarten Schiefer erkennen. Man sieht an den aus der Contactstelle hergestellten Schliffen, dass die Feinheit des Korns der Grundmasse gegen das Salband zunimmt; die äussersten Partien zeigen Andeutungen von Granophyrstructur (Rosenbusch). Hier kann man sich selbst im Dünnschliff von der intrusiven Natur des

Digitized by Google

Gesteins überzeugen, da von der Contactgrenze ganz dünne Apophysen der dichten Grundmasse in den übrigens unveränderten Schiefer verlaufen.

Aus dem hier angeführten, den Beschreibungen früherer Beobachter, sowie aus der schwer in Worte zu fassenden, aber dem Beschauer mit zwingender Gewalt sich aufdrängenden Aehnlichkeit im ganzen Habitus ergibt sich die Zugehörigkeit des Iselthaler Intrusivgesteins zum Rieserferner-Tonalit. Man darf dasselbe wohl als östlichen Ausläufer des Rieserkerns ansehen und einen unterirdischen Zusammenhang mit jenem vermuthen.

Es ist eine bemerkenswerte Thatsache, dass ein Salband von porphyrischer Structur an den grossen Tonalitkernen der Rieserferner nirgends beobachtet wurde; vielleicht steht damit eine andere wichtige Erscheinung im Zusammenhange: Die Schiefer, in denen die gangförmigen Intrusionen bei St. Johann aufsetzen, zeigen keine Spur einer Contactmetamorphose, während sich solche Spuren an der Schieferhülle des Tonalits nachweisen lassen.

Auch mit den granitisch-körnigen Gesteinen der Rieserferner kommen porphyrisch struirte Gesteine vor, aber diese treten immer nur in Form relativ wenig mächtiger Gänge auf, denen das körnig struirte Centrum fehlt. Mit diesen Gängen soll sich der nächste Abschnitt befassen.

(Fortsetzung folgt.)

Digitized by Google

XXI. Literatur.

Krystallographie, Physik, Chemie.

Fedorow E. v.: Universal- (Theodolith-)Methode in der Mineralogie und Petrographie. I. Theil. Universal-geometrische Untersuchungen. — Zeitschr. f. Kryst. XXI, 5/6.

Jahn Hans: Ueber die latenten Verbindungswärmen einiger organischer Verbindungen. — Zeitschr. f. phys. Chemie. XI, 6.

Loczka J.: Beiträge zur Kenntnis der chemischen Constitution des Pyrits. — Földtani Közlöny. XXII.

Luzi W.: Ueber Graphit und Graphitit. — Ber. d. deutsch. chem. Ges. XXVI, 6.

Vater H.: Ueber den Einfluss der Lösungsgenossen auf die Krystallisation des Calciumcarbonates. Theil I. — Zeitschr. f. Krystall. XXI, 5/6.

Mineralogie.

Brögger W. C.: Sundtit, et nyt mineral fra Oruro i Bolivia. — Christiania Videnskabs-Selskabs Forhandlingar for 1892. Nr. 18.

Frenzel A.: Ueber den Kylindrit. — Neues Jahrb. f. Min. 1893, Bd. II, pag. 125,

Friedel Charles: Cours de Minéralogie. Minéralogie générale. Paris, Masson, 1893.

Kenngott A.: Zur Formel des Turmalins, Zusammensetzung des Helvin, Danalith; Basisfläche des Quarzes und oktaëdrischer Granat aus Elba. — Neues Jahrb. f. Min. 1893, Bd. II.

Penfield J. L.: On Cookeite from Paris and Hebron, Maine, Mineralogical Notes. — Americ. Journ. of Science Vol. XLV, May 1893.

Petrographie, Geologie.

Bombicci-Porta L.: Rivendicazione della priorità degli studj e della conclusioni sul sollevamente dell' Apennino Emiliano per via di scorrimenti e di pressioni laterali e la diretta azione della gravità. — Rend. d. Sess. della R. Accad. delle scienze dell' Istituto di Bologna, 30. April 1893.

Delebecque A. et L. Duparc: Sur les changements survenus au glacier de la Tête Rousse depuis la catastrophe de Saint-Gervais, du 12 juillet 1892. — Comptes rendus, 14 août 1893.

Duparc L. et Mrazec L.: Sur les éclogites du Mont Blanc. — Comptes rendus, 5 juin 1893.

Dieselben: Note sur les roches amphiboliques du Mont Blanc. — Archives des sciences physiques et naturelles. 3ième Pér. Tome XXX.

Duparc L. et Ritter E.: Les Massifs cristallins de Beaufort et Cevins. Étude petrographique. — Archives des scienses physiques et naturelles 3ième Pér. Tom. XXX, Nr. 7, 1893.

Digitized by Google

Elich E.: Die Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere vom Atacatzo bis zum Iliniza. — Inaug.-Dissert. Berlin 1893.

Ippen J. A.: Zur Kenntnis der Eklogite und Amphibolgesteine des Bachergebirges. — Mitth. d. naturw. Ver. f. Steiermark. Jahrg. 1893.

Lang O.: Die vulcanischen Herde am Golfe von Neapel. — Zeitschr. d. deutschen geol. Ges. Bd. XLV, 2, 1893.

Lawson Andrew C. and Juan de la C. Posada: The Geology of Caramelo Bay. — University of California, Bull. of the Department of Geology. Vol. I, 1893.

Michigan: Report of the State Board of Geological Survey for the years 1891 and 1892. Containing a Provisional Report by D. M. E. Wadsworth upon the Geology of the Iron, Gold and Copper Districts of Michigan. By Authority; Lansing 1893.

Palache Charles: The Soda-Rhyolite North of Berkeley. — University California. Bull. of the Department of Geology. Vol. I, 1893.

Prendel R.: Petrographische Untersuchungen des Meteoriten Grossliebenthal. — Odessa 1893.

Derselbe: Meteorit „Zmenj", gefallen im August 1858. — Odessa 1893.

Rivs C.: Sopra alcune rocce della val Sabina. — Rend. del R. Istituto Lombardo. Ser. II, Vol. XXVI, Fasc. XI—XII.

Sederholm J.: Ueber den Berggrund des südlichen Finnlands. — Fennia, 8. 1893.

Smyth C. H. Jr.: Alnoite containing an uncommon variety of Melilite. — Americ. Journ. of Science. Vol. XLVI. August 1893.

Wadsworth M. E.: siehe Michigan, Report.

Druck von Gottlieb Gistel & Comp. in Wien, I., Augustinerstrasse 12.

Digitized by Google

Fig. 1.

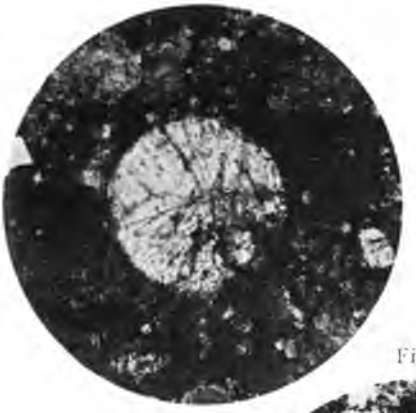


Fig. 2.

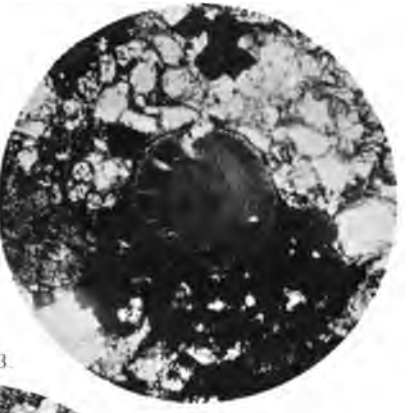
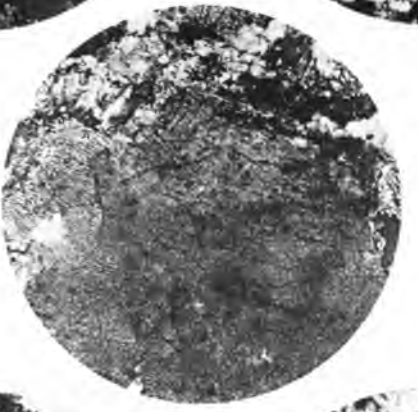


Fig. 3.



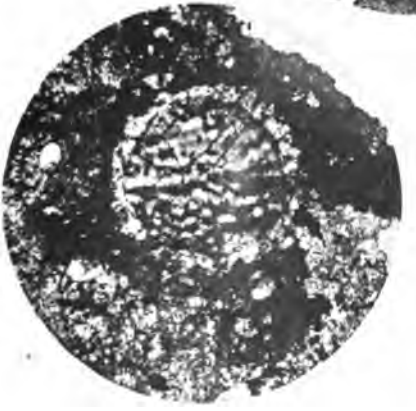


Fig. 4.

Fig. 5.

Tschermaks Mineralogische u. petrographische Mittheil. Bd. XIII. Heft V.

Verlag von A. Hölder, k. u. k. Hof- und Universitätsbuchhändler in Wien.

Digitized by Google

Lichtdruck v. Max Jaffé, Wien.

Digitized by Google

Digitized by Google

INHALT.

	Seite
XVIII. Ueber den Meteoriten von Barbotan. 24. Juli 1790. — Ueber den Meteoriten von l'Aigle. 26. April 1803. Von H Pfahler. (Mit Tafel X und XI.)	353
XIX. Beitrag zur Kenntnis der Ostharzer Eruptivgesteine. Von Dr. Ferd. Hornung. (Mit 1 Figur.)	373
XX. Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner.*) Von F. Becke. (Mit Tafel XII und XIII und 3 Textbildern.)	379
XXI. Literatur	431

*) (Fortsetzung und Tafeln in Heft 6).

Der Herausgeber dieser Zeitschrift erbittet Zuschriften und andere „Tschermak's Mineralogische und petrographische Mittheilungen" betreffende Zusendungen unter der Adresse:

Prof. F. Becke,

Mineralogisches Institut der deutschen Universität

in Prag.

Hierzu eine Beilage von **Ferdinand Enke** in **Stuttgart.**

Druck von Gottlieb Gistel & Comp. in Wien.

Digitized by Google

TSCHERMAK'S

MINERALOGISCHE

UND

PETROGRAPHISCHE

MITTHEILUNGEN

HERAUSGEGEBEN VON

F. BECKE.

(NEUE FOLGE.)

DREIZEHNTER BAND.

VI. HEFT.

MIT TAFEL XII UND XIII UND 2 TEXTFIGUREN.

WIEN, 1893.

ALFRED HÖLDER,

K. U. K. HOF- UND UNIVERSITÄTS-BUCHHÄNDLER,

ROTHENTHURMSTRASSE 15.

Digitized by Google

Digitized by Google

XXII. Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner.

Von **F. Becke.**

(Mit Tafel XII und XIII und 8 Textbildern.)

(Schluss.)

III. Porphyritische Gänge im Bereich des Reinwaldkerns.

Im Tonalit der Rieserferner und in dessen Schieferhülle treten an vielen Stellen gangförmig Gesteine auf, die in ihrer mineralogischen Zusammensetzung und in gewissen Structureigenthümlichkeiten der Gemengtheile die Verwandtschaft zum Tonalit bekunden. Nicht wenige derartige Gänge sind in der trefflichen Teller'schen Karte verzeichnet; ihr Gestein hat zum Theile eine eingehende petrographische Untersuchung durch H. v. Foullon[1]) erfahren. Nach Teller[2]) kann man diese Gänge in zwei Gruppen zusammenfassen: *a)* lichte Quarzglimmerporphyrite; *b)* dunkle quarzarme Porphyrite. Dieselbe Gruppirung mag auch hier beibehalten werden, wobei ich nur statt Quarzglimmerporphyrit den Terminus Tonalitporphyrit gebrauchen will, um die Beziehung zum Tonalit anzudeuten.

Zu den von Teller aufgeführten Vorkommen habe ich nach Löwl's und meinen Beobachtungen noch folgende hinzuzufügen:

[1]) H. von Foullon, Ueber Porphyrite aus Tirol. Jahrb. der k. k. geolog. Reichsanstalt. XXXVI. Bd., pag. 747, 1886.

[2]) Ueber porphyritische Eruptivgesteine aus den Tiroler Centralalpen. Jahrb. d. k. k. geol. Reichsanstalt. XXXVI. Bd., pag. 731 u. ff.

Digitized by Google

A. Tonalitporphyrit.

1. Am Weg von Ahornach nach Rein etwas westlich von der in der Generalstabskarte angegebenen Quelle findet sich in dem dort recht phyllitähnlichen Schiefer ein etwa 1 Meter mächtiger nordsüdlich streichender Gang; er zeigt eine merkliche Verfeinerung des Korns am Salband und Andeutungen einer dem Salband entsprechenden Parallelstructur.

2. Auf der Mittelmoräne des Geltthalferners liegen zahlreiche Blöcke eines schönen lichten Tonalitporphyrits herum, deren Anstehendes leider nicht gefunden werden konnte.

3. Am Weg, der von der Wangeralpe (Hochalplhäusl) zum Joch zwischen dem oberen Mühlbachthal und dem östlich benachbarten Wielenthal hinaufführt, kreuzt man ein mehrere Meter mächtiges Gangsystem, das die hier ziemlich steil in Süd fallenden Schiefergneisse des westlichen Ausläufers der Geierrast, sowie auch die in ihnen auftretenden Pegmatitgänge durchsetzt. Das Gestein gleicht in allen Stücken dem vom Geltthal. Am Anstehenden erkennt man sehr deutlich eine Verdichtung des Korns am Salband und eine Parallelstructur, welche der Begrenzungsfläche des Ganges entspricht.

4. Ein wenig mächtiger Gang überquert den Grat zwischen dem eben erwähnten Joch und dem Gipfel des Zinsnock etwa 600 Meter südlich vom Joch entfernt. Auch das Gestein dieses Ganges ähnelt dem aus dem Geltthal.

5. Nordöstlich vom Gipfel der grossen Windschar am markirten Weg abwärts tritt ein mehrere Meter mächtiger Gang eines lichten feinkörnigen Gesteins in den braunen Schiefern auf; das Gestein ist undeutlich porphyrisch, enthält kleine rothe Granatkörner, ist sehr glimmerarm und könnte als Uebergang in den aplitartigen Randgranit aufgefasst werden.

6. Sehr schöne, durch deutliche Schieferung ausgezeichnete Varietäten fand Prof. Löwl auf der Patscheralm, leider ist das Anstehende dieses Gesteins nicht bekannt.

B. Dunkle quarzarme Porphyrite.

1. Schmale, oft nur wenige Centimeter mächtige Gänge auf den Rundhöckern im oberen Geltthal, unterhalb der Ausläufer des Morgenkofels und Wasserkopfs.

Digitized by Google

2. Mächtigere Gänge in den Klippen an der Ostseite der Elferscharte.

Leider habe ich von keinem dieser Vorkommen Proben mitgenommen. Dagegen konnte ich von Prof. Löwl gesammeltes Material untersuchen, welches von einem Gang im Tonalit südlich von der Antholzer Scharte stammt.

Tonalitporphyrit.

Als Typus der lichten Ganggesteine kann das Gestein des Geltthalferners hingestellt werden. Es enthält in einer hell aschgrauen, sehr feinkörnigen, schimmernden Grundmasse Einsprenglinge von Quarz, Plagioklas, ferner Gruppen von Biotitschuppen.

Der Quarz bildet die für Porphyrquarz typischen Doppelpyramiden mit Einbuchtungen der körnigen Grundmasse, Schwärmen von Flüssigkeitseinschlüssen zum Theile mit würfelförmigen Kryställchen, aber ohne Glaseinschlüsse. (Vergl. Fig. 6, Taf. XIII.)

Der Plagioklas tritt in scharfen Krystallen auf, die *MPx* vorwaltend, *T l y* untergeordnet erkennen lassen, und Zwillingsbildung nach dem Karlsbader, Albit- und Periklingesetz darbieten. Auch hier trifft man einen meist nur kleinen, daher nicht in allen Schnitten sichtbaren, inhomogenen Kern und reichliche Zonen, die in recht ausgeprägter Weise die regelmässig wechselnde Zonenfolge[1]) erkennen lassen. (Vergl. Fig. 8, Taf. XIII.)

Ein guter Durchschnitt nach *M* lieferte folgende Auslöschungsschiefen:

1. Kerngerüst und innerste Zonen . .	$-11{\cdot}6^0$
2. Füllsubstanz	-4
3. Mittlere Zonen mit 1 unter vielfacher Recurrenz wechselnd	$-6{\cdot}6$
4. Aeusserste schmale Zone, wandernde Auslöschung bis	$+6.$

Hiernach bildet ein Andesin von basischer Mischung die Hauptmasse, während die Hüllen von mittlerem Andesin bis zu saurem Oligoklas reichen. Damit stimmen andere Beobachtungen: Ein in die Hüllen eingewachsenes Quarzkorn liess erkennen:

$$\omega < \gamma' \; \varepsilon > \alpha'$$

[1]) Fall 2, vergl. pag. 415.

Digitized by Google

Spaltplättchen nach *M*, von denen natürlich nicht auszumachen ist, welcher Zone sie angehören, ergaben eine Auslöschungsschiefe von — 2 bis — 3°.[1])

Der Biotit bildet in diesem Gestein nur selten grössere Individuen. Vorherrschend bildet er wirrschuppige Aggregate, denen bisweilen auch Muscovitschuppen eingelagert sind, die auf dem Hauptbruch als breite Flasern, auf dem Querbruch als schmale fluidal angeordnete Leisten (Fig. 8) erscheinen und durchaus nicht den Eindruck von primären Gebilden machen. Nach Analogie mit den Ganggesteinen vom Iselthal verbergen sich unter diesen Flasern Pseudomorphosen nach Hornblende, aber auch grössere Einsprenglinge von Biotit mögen in dieser Weise umkrystallisirt sein; namentlich gilt das von jenen Aggregaten, in denen eine grössere verbogene Biotittafel von kleineren Schüppchen umgeben ist.[2])

Unter den accessorischen Gemengtheilen ist Orthit in schlanken Nadeln, Zwillingen nach (100), hervorzuheben (Fig. 6). Er zeigt deutlichen Pleochroismus: a blassgrünlichbraun, b violettbraun in's grünliche, c grünlichbraun, a und c wenig verschieden, Absorption $b > c > a$. Um die + Mittellinie Dispersion $\rho > \upsilon$. Da an einzelnen Axenbildern einmal starke, einmal schwache Dispersion bemerkt wurde, scheint geneigte Dispersion vorhanden zu sein. Ebene der optischen Axen parallel der Symmetrieebene.

Granat bildet spärliche, zum Theil scharf krystallisirte Ikositetraëder von blassrother Farbe. Häufig gewahrt man Krystalle doppelter Bildung, indem der scharf ikositetraëdrisch krystallisirte, klare Kern von einer trüben, blasser gefärbten Hülle umgeben wird, welche die Ausbildung des Rhombendodekaëders anstrebt. Diese Schichten fehlen, wo der Granat an einen Plagioklaseinsprengling grenzt, sind dagegen insbesondere mächtig, wo der Granat an die Biotitaggregate stösst: in einem der letzteren erscheint ein rundum ausgebildetes Rhombendodekaëder. Das weist deutlich auf zwei verschiedene Bildungsstadien

[1]) In dem Gestein der Geierrast scheint der Plagioklas etwas basischer zu sein; die Auslöschungsschiefe in Schnitten nach *M* wurde gefunden:

Kern	— 33° bis — 22°
Zonen	— 11·5° bis — 2·5°
Adern	+ 9°.

[2]) Am Salband des Gesteins von der Geierrast finden sich scharfe hexagonale Tafeln von Biotit.

Digitized by Google

des Gesteins. Von sonstigen accessorischen Gemengtheilen ist noch Apatit in ziemlich unregelmässig gestalteten länglichen Körnern, ferner Zirkon zu erwähnen, der scharfe tetragonale Prismen mit spitzer achtseitig pyramidaler Endigung bildet, die in ganz ähnlicher Ausbildung auch im Kerntonalit auftreten.

Bei der Untersuchung der feinkörnigen Grundmasse leistete die Färbemethode treffliche Dienste. Bei Beobachtung im gewöhnlichen Licht (Fig. 6) erkennt man zunächst spärlich verstreut sehr kleine grünlichbraune Biotitschüppchen und winzig kleine Häufchen trüber, stark lichtbrechender Körnchen. Letztere sind besser und grösser entwickelt in der schiefrigen Varietät der Patscher Alm und dort als winzige Zoisitsäulchen erkennbar. Diese spärlichen Gemengtheile liegen in einem Gemenge farbloser grösserer Körner, zwischen denen noch feiner körnige Partien eine Art Netzwerk bilden. In diesem treten sofort Muscovitschuppen, meist leistenförmige Durchschnitte mit charakteristischer Spaltbarkeit, durch ihre kräftige Lichtbrechung hervor. Bei sorgfältiger Abstufung des Beleuchtungskegels (Irisblende) zeigt sich, dass in diesem feinkörnigen Netzwerk noch ein zweites farbloses, klares Mineral steckt, dem eine merklich geringere Lichtbrechung zukommt als den grösseren rundlichen Körnern. Letztere erscheinen bei Beobachtung im gewöhnlichen Licht nicht gleichartig; manche zeigen Andeutungen von Spaltbarkeit und Trübung, andere sind vollkommen wasserhell. Bei Anwendung des polarisirten Lichtes geben die letzteren oft lebhaftere Interferenzfarben; nur an wenigen Körnern der ersten Art zeigte sich Zwillingsstreifung.

An gefärbten Präparaten (Fig. 7) erkennt man, dass sich ein Theil der grösseren Körner intensiv blau färbt, ein anderer Theil farblos bleibt. Die zweierlei Körner sind daher Plagioklas und Quarz. Das Bild zeigt mehr farblose Stellen als dem Quarz entspricht, da auch der Muscovit farblos bleibt. Stellenweise lässt sich auch nach der Färbung ganz gut feinkörnige Orthoklasmasse erkennen; sie ist deutlich angeätzt, aber wenig gefärbt und tritt erst bei auffallendem Licht in lichtblauer Färbung hervor.

Hierbei zeigt sich recht deutlich, dass der Orthoklas [1]) ziemlich ungleichmässig in der Grundmasse vertheilt ist. Insbesondere ist in

[1]) Der Grundmassebestandtheil des Tonalitporphyrit wird als Orthoklas aufgeführt, da sich Mikroklingitterung nicht erkennen liess. Da aber auch die kleinen

Digitized by Google

manchen Präparaten eine Anhäufung der Orthoklaskörner um die Plagioklaseinsprenglinge klar nachzuweisen; durch Entziehung der Plagioklassubstanz, die vom Einsprengling beim Fortwachsen verbraucht wurde, musste sich die Kaliverbindung in der Umgebung anreichern. Auch glaube ich bei der Vergleichung verschiedener Proben ein Wechselverhältnis mit dem Muscovit beobachtet zu haben; je reichlicher dieser sich einstellt, desto weniger Orthoklas ist nachweisbar.

Die Menge der in der Grundmasse nachweisbaren Orthoklase ist in allen untersuchten Proben gering. Niemals beobachtete ich ein solches Anschwellen der Orthoklasmengen wie bei dem Randgranitit und den aplitähnlichen Ganggesteinen der Randfacies des Kerntonalites.

Eine nähere Bestimmung der Plagioklaskörner der Grundmasse schien bei diesen porphyrischen Gesteinen von besonderem Interesse. Das Gestein vom Geltthal erwies sich als geeignet für diese Untersuchung. Es gelang in der That an einigen Stellen den Vergleich der Lichtbrechung mit Quarz anzustellen, und es ergab sich übereinstimmend die Charakteristik:

$$\omega < \alpha' \quad \varepsilon = \gamma' \quad \omega < \gamma' \quad \varepsilon > \alpha'$$

was auf einen sauren Andesin hinweist. Der Plagioklas der Grundmasse hat also dieselbe Zusammensetzung wie die Hüllen der Einsprenglinge, ein Resultat, welches mit allen bisherigen Erfahrungen in erfreulicher Uebereinstimmung steht, und andererseits die Gleichzeitigkeit der Bildung der Grundmasse-Plagioklase und der Hüllen der Einsprenglinge bekundet.

Wie erwähnt, erreichen die äussersten schmalen Säume der Einsprenglingsplagioklase der Auslöschungsrichtung nach noch die Oligoklasmischung, an den Plagioklasen der Grundmasse konnte dies nicht constatirt werden. Berücksichtigt man indessen, dass diese äusserste Hülle bei den Einsprenglingen sehr schmal ist, und dass naturgemäss die allerkleinsten, also auch jüngsten, Plagioklaskörnchen der Grundmasse sich der vergleichenden Prüfung entziehen, so wird man in dem anscheinenden Fehlen der Oligoklasmischung in der Grundmasse nur einen unvermeidlichen Beobachtungsfehler erblicken.

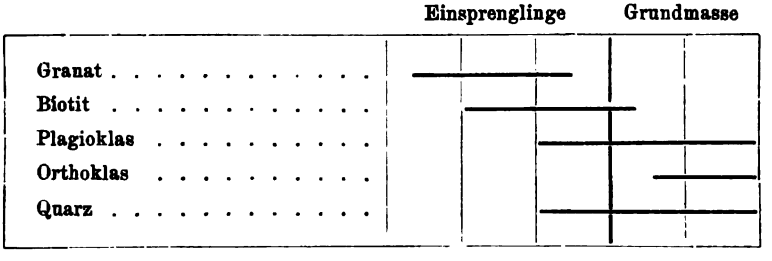
Mikroklinkörner des Tonalit die Gitterung häufig vermissen lassen, so ist es recht leicht möglich, dass auch hier der Kalifeldspath eigentlich Mikroklin ist.

Digitized by Google

Manche Proben des Gesteins aus dem Geltthal, insbesondere deutlich auch die dichten vom Salband stammenden Stücke des Ganges an der Geierrast, zeigen Andeutungen von Granophyrstructur. [1]) Die Plagioklaskörner der Grundmasse sind etwas in die Länge gezogen und verästeln sich nach aussen unter Beibehaltung der einheitlichen Orientirung, während wurmförmig gestaltete Quarzstängelchen dazwischen treten, und in die Lücken und Zwickel setzt sich schliesslich noch ähnlich verflochtene, schwach lichtbrechende Orthoklassubstanz hinein.

Die zuletzt mitgetheilten Beobachtungen lassen erkennen, dass die Erstarrung der wesentlichen Gemengtheile in der Hauptsache nach derselben Reihenfolge und mit grossentheils übergreifenden Bildungszeiten erfolgte wie im Kerntonalit. Nur ist der wesentliche Unterschied vorhanden, dass die späteren Krystallisationen nicht durch Anschluss an die bereits vorhandenen Einsprenglinge erfolgten, sondern dass durch rasche Krystallisation um zahlreiche neu entstandene Krystallisationscentren die feinkörnige Grundmasse gebildet wurde. Wenn wir versuchen, diesen Zeitpunkt an der Hand des Schemas auf pag. 407 zu fixiren, so werden wir den Beginn der Grundmassenbildung etwa auf den 4. Verticalstrich verlegen; um aber den Verhältnissen, wie sie hier vorliegen, gerecht zu werden, müssten wir den Horizontalstrich des Mikroklin später beginnen lassen, den des Quarz aber beträchtlich nach links verlängern, so dass das Schema etwa folgende Gestalt annimmt [2]):

Ausscheidungsfolge im Tonalitporphyrit.



[1]) Nach Rosenbusch = Pegmatophyrstructur Lossen = Implicationsstructur Zirkel.

[2]) Die Hornblende fällt hier weg, da ihre frühere Anwesenheit nur mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit erschlossen, über ihre Bildungszeit aber nichts ermittelt werden kann. Die übrigen accessorischen Gemengtheile wurden auch hier nicht berücksichtigt; sie stellen wohl auch hier die ältesten Ausscheidungen dar.

Digitized by Google

Von principieller Bedeutung erscheint mir, dass auch hier Plagioklas, Quarz und Orthoklas in den letzten Stadien der Gesteinsverfertigung gleichzeitig krystallisiren, dass aber der Orthoklas zuletzt zu krystallisiren beginnt.

Die Spuren magmatischer Umwandlungen, der inhomogene Kern der Plagioklase mit basischem Kerngerüst, die muthmassliche Umwandlung von Hornblende in Biotit treten im Tonalitporphyrit ebenso auf wie in dem Kerntonalit. Aber auch die nachmagmatischen Neubildungen treten uns in ganz ähnlicher Weise entgegen, wozu insbesondere die reichliche Neubildung von Muscovit zu zählen ist.

Für diese Auffassung des in der Grundmasse vertheilten Muscovit sind namentlich die Beobachtungen massgebend, die ich an den Plagioklaseinsprenglingen des Gesteins der Geierrast machen konnte. Dieses Gestein lässt in der Nähe des Salbandes eine recht deutliche Parallelstructur erkennen, die dem Salband parallel geht und sich insbesondere durch die Parallelstellung der Biotitflasern zu erkennen gibt. Bei der mikroskopischen Untersuchung zeigt sich die Grundmasse vielfach durchsetzt von sehr kleinen Muscovitschüppchen, die im allgemeinen beiläufig jener Parallelstructur entsprechend angeordnet sind. Die Muscovitschüppchen sind ungleichmässig im Schliff vertheilt und häufen sich insbesondere in der Nachbarschaft der Plagioklaseinsprenglinge an, um welche sie sich in dicht gedrängten Zügen herumschmiegen. Wo eine solche Muscovitflaser den Plagioklas berührt, erscheint die Substanz des letzteren durch gleich orientirte, schwach lichtbrechende Adersubstanz unter Erhaltung der ursprünglichen Form ersetzt, die sich dann in reichlicher Verzweigung von diesen Berührungsstellen aus in das Innere des Einsprenglings hereinzieht.

Diese Verhältnisse machen es sehr wahrscheinlich, dass der Muscovit jener Züge und die albitähnliche Adersubstanz der Feldspathe sich erst nachträglich im bereits starren Gestein unter der Einwirkung von Druckkräften entwickelten.

In dieselbe Kategorie gehören auch die Neubildungen von Granat, die sich in der Herausbildung dodekaëdrischer Fortwachsungen um die ikositetraëdrischen Kerne kund geben; und wie der Verband mit diesen Granatneubildungen lehrt, ist auch ein Theil des Biotit diesen nachmagmatischen Umbildungsprocessen zuzuschreiben.

Digitized by Google

Diese Neubildungen bedingen, sowie die im Kerntonalit eine Annäherung an die Structur und Zusammensetzung krystallinischer Schiefer, welche, wie die von Prof. Löwl gesammelten Fundstücke von der Patscher Alm lehren, mitunter sehr weit gehen kann.

Schiefriger Tonalitporphyrit.

Diese Fundstücke, deren Anstehendes nicht ermittelt werden konnte, besitzen bei unverkennbarer Aehnlichkeit mit dem geschilderten Tonalitporphyrit eine deutliche, an manche Granulite erinnernde Paralleltextur. (Vergl. Fig. 9 und 10, Taf. XIII.)

Die Gemengtheile des Gesteins sind:

Einsprenglinge von Plagioklas. Im allgemeinen ist noch die Form kurzer gedrungener Krystalle zu erkennen; die Form ist aber beiweitem nicht so scharf wie im Gestein aus dem Geltthal. Sie sind häufig nicht mehr ganz frisch und enthalten zahlreiche fremde Einschlüsse, worunter namentlich viele Biotitschuppen.

Quarz findet sich spärlich in grösseren Körnern, die aber keine Spur von Krystallform zeigen und kaum als Einsprenglinge hervortreten.

Die Grundmasse besteht aus einem gleichmässig feinkörnigen Gemenge von Quarz, Plagioklas und Orthoklas, das durch Anwendung der Irisblende und Färbemethode trefflich aufgelöst werden kann. Eine genauere Untersuchung lehrt, dass der Orthoklas[1]) am wenigsten Tendenz zeigt, seine Form zur Geltung zu bringen. Er tritt in sehr unregelmässigen gezackten Körnern auf, in welche Quarz und Plagioklas mit convexen Grenzen eingreifen.

Die ausgeprägte Parallelstructur wird dem Gestein durch den Biotit verliehen, welcher in langen Zügen angenähert parallel gestellter Blättchen die Grundmasse durchzieht. Neben den lang fortstreichenden Zügen tritt der Biotit in sehr viel kleineren, annähernd parallel gestellten Schüppchen allenthalben in der Grundmasse auf.

Sehr eigenthümlich ist das Verhalten des Muscovit, der in silberweissen, nicht allzukleinen, der Schieferung parallelen Schuppen schon dem freien Auge auffällt.

Im Dünnschliff sieht man die grossen Individuen dieses Minerals am häufigsten in Begleitung der Plagioklaskrystalle. Oefter

[1]) Ob Orthoklas oder Mikroklin vorliegt, lässt sich auch hier nicht entscheiden; Mikroklingitterung wurde nicht beobachtet.

Digitized by Google

sitzen grosse einheitliche Schuppen im centralen, etwas zersetzten Kern, oder sie legen sich seitlich ohne erkennbare Gesetzmässigkeit an die grossen Plagioklase an, mit höchst unregelmässigen, aber scharfen Grenzlinien an dem Feldspath abstossend; nicht selten umschliessen sie in ihren randlichen Partien unregelmässig gestaltete Feldspathkörner. Auch die Biotitflasern werden öfter von regellos angewachsenen Muscovitindividuen begleitet. Im Gesteinsgewebe der Grundmasse fehlt hier der Muscovit.

Accessorisch ist Apatit, ferner feinkörniger Titanit, beide mit Biotit verwachsen, beobachtet worden.

Eine Eigenthümlichkeit, die nur mit der im starren Zustande erfolgten Schieferung des Gesteins vereinbar ist, bilden die Streckungshöfe um die Plagioklaskörner; in der Nachbarschaft der Plagioklase siedeln sich in der Streckungsrichtung des Gesteins grosse Quarzkörner an, während der ganze gröberkörnige Complex augenähnlich von der feinkörnigen Grundmasse mit den gleichsam fluidal angeordneten Biotitschüppchen umgeben wird.

Was an meinem Materiale nicht entschieden werden kann ist die Frage, ob die Schieferung im Zusammenhang mit und im Anschluss an die Intrusion, oder ob sie erst durch spätere Erdrindenbewegungen zu Stande kam. Zur Entscheidung sind noch weitere Beobachtungen erforderlich.

Lamprophyrisches Ganggestein.

Von den dunklen Gängen, die im Gegensatz zu den lichten Tonalitporphyriten auch im Kerngestein selbst auftreten, konnte ich leider nur das Material eines einzigen untersuchen, welches Prof. Löwl südlich von der Antholzerscharte gesammelt hat. Ob das Vorkommen identisch ist mit einem der von Teller auf der Karte verzeichneten und von v. Foullon untersuchten Ganggesteine jener Gegend, muss ich unentschieden lassen.

In der dunkelgrauen, fast schwarzen, dichten Grundmasse treten makroskopisch nur Biotitblättchen als Einsprenglinge hervor. Die Untersuchung des Dünnschliffes ergibt reichliche Einsprenglinge von Magnesiaglimmer mit grossem, heller gefärbtem Kern und schmaler, dunkler Randzone. Der Kern verhält sich wie Anomit, die Randzone ist einaxig. Die Absorptionsunterschiede $b = c > a$ sind sehr auffallend; a dunkelrothbraun, $b = c$ hellstrohgelb.

Digitized by Google

Fast ebenso reichlich treten Nadeln von Hornblende auf, mit sechsseitigem Querschnitt durch gleichmässige Ausbildung von (010) und (110). Die langen Nadeln sind durchweg Zwillinge nach (100); daneben finden sich spärlich kurze, dicke, einfache Krystalle. Der Pleochroismus ist deutlich: c kastanienbraun, b rothbraun, a blassbräunlichgelb. Die Krystalle zeigen oft einen relativ hellen Saum.

Spärlicher finden sich Pseudomorphosen, die entweder aus feinkörnigem Calcit, oder aus diesem und feinschuppigem Biotit bestehen und deutliche Augitformen erkennen lassen. Sie sind häufig von dunklen Körnchen umsäumt, die keulig verdickt nach Innen wachsen und wohl die Ueberreste eines magmatischen Corrosionshofes darstellen. Sehr selten finden sich Pseudomorphosen, die aus einem Gemenge von Talkschüppchen und Erzpartikeln bestehen und meist von einem Kranz von Biotittafeln umgeben sind. Sie stammen wohl von Olivin ab.

Die Grundmasse besteht aus Plagioklasleistchen, muthmasslich einer ziemlich basischen Mischung angehörig, da sie sich leicht mit *FH* und Anilinblau färben. Ferner aus einer zweiten Generation dünner Biotittäfelchen und Erzkörnchen.

Mehr den Eindruck von Fremdlingen machen Quarzkörnchen, die in kleiner Menge auftreten. Manche sind mit Calcit verwachsen und erweisen sich im polarisirten Lichte mosaikartig zusammengesetzt. Diese sind wohl secundärer Bildung. Andere erscheinen einheitlich und zeigen einen radialfaserigen Kranz, welcher ähnlich wie die Augitpseudomorphosen aus feinkörnigem Calcit und Biotitschüppchen besteht; wahrscheinlich waren um diese Quarzfremdlinge Augitkränze vorhanden, wie sie in ähnlichen Gesteinen so häufig auftreten.

Aus der Schilderung dieses Gesteins geht unverkennbar eine gewisse Aehnlichkeit mit lamprophyrischen Typen hervor, deren Auftreten in Begleitung des körnigen Massengesteins durchaus nicht überraschend wäre. Im Sinne der von Rosenbusch aufgestellten Systematik könnte das Gestein füglich als Kersantit mit porphyrischer Structur bezeichnet werden. Vollkommen identische Gesteine scheinen Foullon nicht vorgelegen zu sein, obzwar die unter Nr. 7 bei den Quarzglimmerporphyriten angeführten, nach der Beschreibung einige Aehnlichkeit bekunden; sie stammen ebenfalls aus der Umgebung des Rieserferner-Massivs.

Digitized by Google

IV. Die Schieferhülle.

Eine eingehende Untersuchung der schiefrigen krystallinischen Gesteine, welche die Tonalitkerne der Rieserferner umhüllen, lag nicht im Programm dieser Arbeit. Sie werden von Teller[1]) als glimmerreiche, schiefrige Gneisse zur Abtheilung der Gneissphyllitgruppe (Stache) gezogen; die älteren Aufnahmen von Stur rechneten sie zum altkrystallinen Glimmerschiefer, welcher zur jüngeren „Schieferhülle" der Centralgneissmassive in Gegensatz gebracht wurde.

An dieser Stelle sollen nur einige Bemerkungen Platz finden, welche insbesondere die Frage betreffen, ob die Schieferhülle des Rieserferner Tonalits Spuren einer Contactmetamorphose aufweise oder nicht.

Ich glaube diese Frage bejahen zu können, wenngleich die metamorphischen Erscheinungen nicht jenen hohen Grad erreichen, den man vielleicht a priori nach der Ausdehnung und Mächtigkeit des krystallinen Kerns erwarten sollte.

Um der gestellten Frage näher zu treten, suchte ich mir zunächst ein Material zu verschaffen, welches einerseits weit genug vom Kern entfernt ist, um annehmen zu können, dass es ausserhalb des Contactbereiches liegt, andererseits in stratigraphischer Beziehung der Schieferhülle des Tonalitkerns gleichwertig erscheint. Dieses Material soll dann verglichen werden mit den Gesteinen, die ich an mehreren Stellen am Rand des Reinwaldkerns sammelte. Der eigentliche Vergleich kann sich nur auf das Hauptgestein erstrecken, welches in ziemlicher Gleichförmigkeit die Hülle des Tonalitkerns bildet und in welchem andere Gesteinsarten nur als untergeordnete Einlagerungen auftreten.

A. Der unveränderte Gneissglimmerschiefer.

Gute Aufschlüsse, die den gestellten Anforderungen genügen, findet man im Westen des bogenförmigen Westendes des Reinwaldkerns jenseits des Taufererbodens. In der Klamm, durch welche der Mühlwalder Bach bei Mühlen den Tauferer Thalboden erreicht, befindet man sich etwa 3000 Meter vom Westrand des Tonalitkerns im Streichen seiner Axe. Die Schiefergesteine lassen hier in der Fortsetzung des Reinwaldkerns eine nordöstlich streichende Antiklinale erkennen. Die Klamm ist in den Gewölbekern eingeschnitten.[2]) Man

[1]) Verhandl. der k. k. geol. Reichsanstalt. 1882.

[2]) Vergl. Löwl, Die Tonalitkerne der Rieserferner in Tirol, pag. 2.

Digitized by Google

darf wohl annehmen, dass das Kerngestein der Antiklinale tektonisch und stratigraphisch gleichwertig ist mit der Hülle, die den Tonalitkern unmittelbar umgibt. Ein Unterschied in Structur und Zusammensetzung der Hülle des Tonalitkerns gegenüber dem Mühlener Gestein wird auf Rechnung der Contactmetamorphose gesetzt werden dürfen.

Das Gestein der Klamm bildet deutliche Aufschlüsse, insbesondere am südlichen Ufer. Man sieht die parallel mit dem Bach streichenden Bänke nach Süden einfallen. Das Gestein macht den Eindruck deutlicher Schichtung. Die Schichten unterscheiden sich durch grösseren Reichthum an Biotit einerseits, an Quarz andererseits.

Bei der Betrachtung mit freiem Auge tritt auf dem Hauptbruche insbesondere feinschuppiger, silberweissglänzender Muscovit hervor; auf dem Querbruch erkennt man, dass derselbe gegenüber dem braunen Biotit, sowie dem körnigen Gemenge von Quarz und Feldspath zurücktritt.

Die Untersuchung des Dünnschliffs lehrt, dass Oligoklas (der Vergleich mit Quarz ergibt: $\omega = \alpha' \varepsilon > \gamma' \omega < \gamma' \varepsilon > \alpha'$), Quarz und grünlich brauner Biotit ungefähr zu gleichen Theilen sich am Aufbau des Gesteins betheiligen. In geringerer Menge und nur lagenweise angehäuft findet sich Muscovit. Den Charakter von accessorischen Gemengtheilen haben:

Klinochlor, sehr schwach positiv doppelbrechend, deutlich zweiaxig; er bildet hier und da Putzen und kleine Nester.

Granat, kleine, trübe Körner und Körnergruppen ohne deutliche Formausbildung.

Turmalin, seltene braune Säulchen mit ziemlich scharfen Formen.

Apatit, spärliche, ziemlich unförmliche Körner.

Zirkon in kleinen Nadeln, ein metallglänzender Kies und hexagonale Tafeln von Eisenglanz sind noch ferner zu erwähnen.

Bemerkenswert ist, dass Orthoklas in diesem Gestein nicht nachweisbar ist. Alle Feldspathe, auch die zahlreichen ungestreiften Durchschnitte sind nach der Lichtbrechung Plagioklas.

Die wesentlichen Gemengtheile und viele von den accessorischen sind in äusserst unregelmässig gestalteten Individuen ausgebildet, die in den zackigsten Contouren ineinander greifen und sich vielfach umschliessen.

Spuren von Quetschungen sind — wie meist in feinkörnig-schiefrigen Gesteinen — nur spurenweise vorhanden. Die Schieferung

Digitized by Google

ist nicht durch kataklastische Zerquetschung des Gesteins, sondern durch Auskrystallisiren der Gemengtheile unter Druck entstanden.

Man kann das Gestein als einen feldspathhaltigen Glimmerschiefer, als Gneissglimmerschiefer bezeichnen, wofern man unter dieser Benennung ein krystallines Schiefergestein verstehen will, das bei beträchtlichem Feldspathgehalte die Schieferstructur des Glimmerschiefers zur Schau trägt.

B. Der Contactgneiss der Schieferhülle.

Vergleicht man mit diesem Gestein das Hauptgestein der Schieferhülle, wie man es beispielsweise an der überhängenden Wand unterhalb der Tobelbrücke, zwischen Winkelbad und Kematen, im Geltthal am Fusse des Schnebigen Nock und an der Schulter des Wasserkopfs antrifft, so bemerkt man vor Allem den deutlicher krystallinen Habitus. Der Biotit, der sich im Gestein von Mühlen in der braunen Gesteinsmasse verbirgt, tritt in deutlichen grossen Schuppen hervor, die an den Stellen unmittelbaren Contactes bis $^1/_2$ Quadratcentimeter erreichen.

Das Fehlen des feinschuppigen Muscovit gibt dem Gestein einen mehr gneissartigen Charakter, obzwar Varietäten mit überwiegendem Feldspathgehalt nirgends vorkommen, ja der Feldspathgehalt meist stark hinter der Quarzmenge zurückbleibt.

Die mineralogische Zusammensetzung weicht in einigen Punkten ab und die auftretenden Minerale haben vielfach andere Eigenschaften.

Der Biotit zeigt hier dunkelrothbraune Farbe, ohne jeden grünlichen Stich. Er zeigt wohl häufig Umwandlung (Verwitterung) zu einem schwach-doppelbrechenden chloritischen Mineral, primärer Klinochlor fehlt jedoch.

Der Muscovit tritt nicht selten auf, so dass er bisweilen als wesentlicher Gemengtheil angesehen werden muss; sein Auftreten ist jedoch sehr verschieden von dem im Mühlener Gestein. Er bildet isolirte, häufig quer zur Parallelstructur des Gesteins orientirte Blättchen (in einem Vorkommen wurde der etwas kleine Winkel $2E = 60°$ circa gefunden), die besonders an den Rändern lappig von Quarz und anderen begleitenden Mineralen durchwachsen sind. Seltener bildet er einen grobschuppigen Belag auf den Schieferungsflächen.

Digitized by Google

Quarz überwiegt lagenweise die übrigen Gemengtheile. Manche Lagen bestehen blos aus rundlichen Quarzkörnern, die durch feinkörnigen Plagioklas verkittet sind. Am Quarz sind öfter Druckspuren sehr deutlich; man findet oft undulöse Auslöschung und Zerfall in wenig verschieden orientirte, längliche Körner, welche regelmässig nach der Hauptaxe gestreckt sind. Oft ist dieser Zerfall verbunden mit dem Auftreten von zarten Streifungen, welche von Böhm, Kalkowsky, Küch und Anderen wiederholt beschrieben wurden.[1]) Die zarten Streifen erscheinen bei Untersuchung mit schwächeren Objectiven wie schwächer licht- und doppelbrechende Lamellen; bei Anwendung starker Immersionssysteme lassen sie sich in Reihen winziger, dichtgedrängter Pünktchen auflösen. Es dürften somit diese Lamellen massenhaft eingelagerten Hohlräumen entsprechen, die in ihrer Gesammtheit auf das Licht wie eine Verdünnung der Quarzlamelle wirken.[2])

Ich fand die fast geradlinigen oder schwach gebogenen Streifensysteme stets beiläufig parallel ω eingelagert, d. i. senkrecht zur Hauptaxe, wobei Abweichungen bis 10° häufig, solche bis 30° seltener vorkommen. Nimmt man hinzu, dass alle derartig gestreiften Quarze dem Zerfall in längliche, in der Orientirung wenig differirende Körner unterlegen sind und dass die Lamellen oft in deutlich erkennbarer Abhängigkeit von den grösseren, reihenweise geordneten Flüssigkeitseinschlüssen stehen, indem sie von diesen beiderseits auslaufen, so kommt man zur Vorstellung, dass sie eigentlich nichts Anderes darstellen, als unvollkommen ausgeheilte Zerklüfte.

Der Plagioklas tritt in der herrschenden Varietät minder massenhaft auf als Quarz; häufig bildet er Aggregate rundlicher Körnchen, die bisweilen Spuren undeutlicher Zonenstructur im polarisirten Lichte erkennen lassen. Hervorragend ist die Neigung, fremde Einschlüsse, namentlich rundliche Biotitschüppchen zu umschliessen. Der Plagioklas ergab in Schliffen von den Halden unter der Gelthalspitze: $\omega < \alpha' \varepsilon < \gamma' \omega > \gamma' \varepsilon = \alpha'$, was einem basischen Andesin entspricht. In anderen Fällen wurde aber auch ein saurer Andesin oder basischer Oligoklas angetroffen.

[1]) Vergl. Zirkel, Lehrbuch der Petrographie 2. Auflage, I, pag. 196.

[2]) In gequetschtem Kerntonalit fand ich ganz ähnliche und ähnlich orientirte Streifen, die sich wie stärker lichtbrechende Lamellen verhielten. Bei diesen konnte selbst bei den stärksten anwendbaren Vergrösserungen keine Auflösung in einzelne Pünktchen beobachtet werden.

Digitized by Google

Von sonstigen accessorischen Gemengtheilen ist einschlussreicher Granat in bis erbsengrossen Körnern, oft mit deutlicher Tendenz, Rhombendodekaëder zu entwickeln, sehr verbreitet. Ferner Turmalin von brauner Farbe in scharfen Kryställchen. Unter den Blöcken, welche oberhalb der Mündung des Geltthals von den Wänden des Gatternock im Reinthal abgestürzt sind, fand ich solche, deren Schieferungsflächen stellenweise mit einem seidenglänzenden Harnisch von Turmalinnädelchen bedeckt waren. Ich sammelte Handstücke, wo diese Ueberzüge mehrere Quadratcentimeter gross sind.

Fast nie fehlen in diesen Gesteinen eigenthümliche, rundliche Pseudomorphosen, welche aus feinschuppigem Muscovit bestehen; ich sah sie in Schliffen vom Hangenden des Zinsnockgesteines, von Blöcken am Fuss der Geltthalspitze, vom Anstehenden unmittelbar über der Tonalitgrenze an der Schulter des Wasserkopfs; sie fehlen auch nicht in den Schliffen des Gesteins von der überhangenden Wand bei den Reinfällen, wo ich stellenweise auch Reste des ursprünglichen Minerals auffand, das sich als Disthen erwies. Ich kann nicht mit Bestimmtheit behaupten, dass alle diese Pseudomorphosen ursprünglich aus Disthen bestanden. Für das zuletzt erwähnte Vorkommen steht dies ausser Zweifel, bei anderen erinnert die runde Form an Cordierit.

Noch ein anderes Thonerdesilicat findet sich in weiter Verbreitung: Sillimanit, der in Büscheln feiner Nadeln insbesondere die grossen quergestellten Muscovittafeln erfüllt, oft auch den Quarz bis zur Undurchsichtigkeit durchsetzt. Auch er erliegt öfter der Umwandlung in zartschuppigen Muscovit.

Sonst wurden noch Apatit, Zirkon, Rutil, Magnetkies in diesen Gesteinen angetroffen. Auch hier vermochte ich Orthoklas nicht nachzuweisen, obzwar ungestreifte Feldspathkörner in Menge vorhanden sind.

Die Structur des Gesteins unterscheidet sich von dem Mühlener Gneissglimmerschiefer nicht nur durch die durchschnittlich 5—10mal grösseren Dimensionen der Gemengtheile, sondern auch durch die Art, wie dieselben gegeneinander abgegrenzt sind. Es fehlt das ausgezackte Ineinandergreifen, es herrschen geschlossene, isometrische Durchschnitte, die sich mehr oder weniger geradlinig gegeneinander absetzen, so dass namentlich an plagioklasreichen Stellen die sogenannte Pflaster- oder Bienenwabenstructur sich einstellt. Endlich findet man auch nicht selten jene oft central gehäuften Einschlüsse

Digitized by Google

der Gemengtheile ineinander, welche den Ausdruck Siebstructur veranlasst haben. Alle diese Erscheinungen sind von der Art, wie man sie am Contact der krystallinen Schiefer an körnigen Massengesteinen wiederholt beobachtet hat. [1])

Es liegt nahe, die vorliegenden Gesteine mit der in jüngster Zeit so erfolgreich von Salomon[2]) untersuchten Contactzone des Adamello zu vergleichen. Hierbei zeigen sich Aehnlichkeiten und Unterschiede. Soviel scheint sicher zu sein, dass genaue Aequivalente der durch Reichthum an Cordierit ausgezeichneten inneren Contactzone in den Rieserfernern fehlen. Dagegen zeigen unsere Gesteine mit den Contactgneissen und Contactglimmerschiefern der äusseren Zone unverkennbar eine grosse Aehnlichkeit. Namentlich in der vorwiegenden Entwicklung von Biotit, dem Zurücktreten des Muscovit, in der Erhaltung der schieferigen Structur. Statt der dort accessorisch auftretenden Minerale Andalusit und Cordierit haben wir hier Disthen und die Pseudomorphosen aus schuppigem Muscovit. Einen Unterschied bedingen ferner die faserigen Orthoklase, die in den Contactgneissen des Adamello eine so grosse Rolle spielen. Diese fehlen unseren Gesteinen. Man wird die Unterschiede durch eine minder intensive contactmetamorphe Einwirkung einerseits, durch eine ursprüngliche Verschiedenheit des Materiales anderseits erklären können.

C. Einlagerungen im Contactgneiss.

α) Quarzit.

Im oberen Geltthal sieht man quer durch die Firnhalden, die vom Wasserkopf und der schwarzen Wand zum Geltthalferner herab-

[1]) Vergl. die von Roth, Allgem. u. chem. Geologie, III, pag. 94 zusammengestellte Literatur. Roth verhält sich zwar gegenüber der Contactmetamorphose der krystallinen Schiefer durch Massengesteine sehr skeptisch, weil Gneisse, Amphibolite, Glimmerschiefer in den Contactzonen häufig keine bemerkbaren Veränderungen erkennen lassen. Wenn die Zusammensetzung eines Schiefers von vorneherein den chemischen Gleichgewichtszuständen in einem Contacthof entspricht, wenn das Gestein bereits aus jenen Mineralen besteht, deren Bildung durch die Contactmetamorphose angestrebt wird, kann sich die Metamorphose höchstens in Structuränderungen kundgeben, und ist ausser diesen keine Mineralneubildung zu erwarten.

[2]) W. Salomon, Geologische und petrographische Studien am Monte Aviólo im italienischen Antheil der Adamellogruppe. Zeitschr. der deutschen geol. Gesellschaft. 1890, Bd. XLII, pag. 450. — Ueber einige Einschlüsse metamorpher Gesteine im Tonalit. Neues Jahrbuch für Mineralogie. 1891, Beil. Bd. VII, pag. 471.

Digitized by Google

ziehen, in einer Reihe von Entblössungen weisse Felsen herausragen. Das Gestein unterscheidet sich durch seine lichte Farbe sehr auffallend von den dunkel verwitternden Schiefern. Es zeigt im grossen deutliche Schichtung in 5—20 Centimeter mächtige Bänke, die sich infolge eines Belages der Schichtflächen mit grobschuppigem Muscovit leicht trennen. Die einzelnen Schichten zeigen wieder eine der Schichtung parallele Bänderung durch abwechselnde weisse und graue Lagen; stellenweise erkennt man darin sehr flache Fältelungen.

Die mikroskopische Untersuchung lehrt, dass Quarz weitaus vorherrscht. Untergeordnet findet sich Oligoklas in kleinen Körnchen, der durch Färbung leicht nachgewiesen werden kann, noch seltener gewahrt man durch ihre schwache Lichtbrechung charakterisirte Orthoklaskörnchen. Muscovit ist in einzelnen isolirten Schüppchen in paralleler Stellung verstreut; sehr spärlich findet sich Biotit; die grauen Bänder sind durch Reichthum an hexagonalen Graphitblättchen gefärbt.

Die Rolle accessorischer Gemengtheile spielen: Apatit, Zirkon, ferner rundliche stark licht- und doppelbrechende Körnchen (muthmasslich Titanit). Endlich kommen eingewachsen in Muscovit feine büschlig aggregirte Sillimanitnadeln vor.

β) Amphibolit und Kalksilicatfels.

Am Ausgang des Geltthales an den Abhängen des Gatternocks zeigt die Schieferhülle eine grosse Mannigfaltigkeit. Sie ist hier von einigen grösseren und sehr vielen kleineren Tonalitgängen durchschwärmt. Die turmalinreichen Varietäten des Contactgneisses von dieser Stelle wurden bereits erwähnt. Ausserdem findet man wechsellagernd mit dem Hauptgestein jene Amphibolite ausstreichen, welche die Teller'sche Karte auch an den östlichen Abhängen des Gatternock verzeichnet, und welche auch am Südrande des Reinwaldkerns in der Nähe der Contactfläche die Eintönigkeit der Schieferhülle unterbrechen.

Ich untersuchte Dünnschliffe von der zuerst bezeichneten Fundstelle beim „Sager" im Reinthal. Der normale Amphibolit ist deutlich schieferig, von dunkelgrüner Farbe und schwachem Seidenglanz auf dem Hauptbruche; am Querbruch lässt er Lagenstructur erkennen infolge des Wechsels sehr schmaler feldspathreicherer Schichtchen, welche mit stärkeren, feldspatharmen Lagen wechseln.

Digitized by Google

Nicht selten zeigt sich in diesen Lagen auch eine schwache Fältelung. Das Gestein ist ein normaler feldspäthiger Amphibolit mit weitaus vorherrschender, stängliger grüner trichroitischer Hornblende, mit wenig Plagioklas, untergeordnetem Zoisit und sehr geringen Mengen eines lichtgrünen Pyroxens. Linsenförmige Gruppen von winzigen Titanitkörnchen um schwarze Erzpartikel geschart, vervollständigen das bekannte und oft beschriebene Gesteinsbild.

In diesem Amphibolit beobachtete ich am Anstehenden Einlagerungen eines sehr charakteristischen Gesteins, welches aus einer lichtgrünen pyroxenreichen körnigen Masse besteht, die unregelmässig geflammt erscheint durch biotitreiche linsenförmige Partien.[1]) Nur in herumliegenden Blöcken fanden sich noch andere Varietäten, in denen insbesondere rother Granat eine Rolle spielt. Unter diesen war die eine, die durch dunkelcolombinrothen Granat und dunkelgrasgrünen Pyroxen ein sehr in's Auge fallendes Aussehen erhält, oft durch beträchtlichen Gehalt an bläulichweissem Calcit ausgezeichnet. Eine andere zeigte blassröthliche Färbung und war von dicken Lagen weissen faserigen Wollastonites durchzogen.

Die Structur aller dieser Varietäten ist die für derartige krystalline Kalksilicatfelse charakteristische. Im Gestein entbehren alle Gemengtheile jeder Spur von Krystallform; nur wo sie an grössere Nester von grobkörnigem Quarz oder von Calcit stossen, grenzen sie gegen diese mit unvollkommenen Krystallflächen.

Manche Varietäten zeigen Andeutungen einer rohen Lagenstructur, indem quantitativ verschieden gemengte Partien mit einander abwechseln. Oefter durchdringen sich die wechselnden Gemenge unbestimmt wolkig, ohne Andeutung von Parallelstructur.

Ein Hauptgemengtheil aller dieser Gesteinsabänderungen ist licht- bis dunkelgrüner Pyroxen. Dieses Mineral bildet längliche Körner mit deutlicher prismatischer Spaltbarkeit. Selten finden sich Andeutungen eines zweiten Spaltensystems nach einer schiefen Endfläche; diese Spaltrisse sind im Sinne der Elasticitätsaxe a gegen die Verticalaxe geneigt und entsprechen somit genau der Absonderung,

[1]) Diese Gesteinsausbildung wiederholt sich in ähnlicher Weise in sehr verschiedenen Gebieten. Ich kenne sie aus den Augitgneissen des niederösterreichischen Waldviertels, aus den Kalksilicatschiefern, die in der Schieferhülle des Kepernikgneisses der Sudeten auftreten, endlich findet sich genau derselbe Typus in Begleitung des sogenannten Allochroitfels von Blauda in Mähren.

Digitized by Google

die für den Salit so charakteristisch ist. Ziemlich häufig sind Zwillinge nach der Querfläche. An konoskopisch controlirten Schnitten nach (010)[1]) wurden je nach der Tiefe der Färbung des Augit verschiedene Auslöschungsschiefen beobachtet.

In einer Varietät mit dunkelgrasgrünem Pyroxen, der noch im Dünnschliff deutlich grün gefärbt erschien, beobachtete ich

$$cc = 47{\cdot}5^{0}.$$

Im selben Präparat fand sich auch ein Durchschnitt senkrecht auf die 1. Mittellinie c, der die Messung

$$2E = 104^{0}$$

und die Bestimmung der Dispersion $\rho > \upsilon$ gestattete.

An der lichtgrün und (durch Biotit) braun geflammten Varietät, deren Pyroxen im Schliff farblos erschien, wurde bestimmt

$$cc = 44^{0}.$$

Diese Beobachtungen ergeben, dass der Pyroxen nicht in die Diopsidreihe gehören kann, deren eisenreichstes Endglied, der Hedenbergit, erst den Winkel $cc = 47^{0}\,10'$ erreicht. Es wäre naheliegend, an Fassait zu denken, dem nach Doelter, trotz geringen *Fe*-Gehaltes, ein hoher Wert $cc = 47^{0}\,10'$ zukommt. Allein dies verbietet die chemische Untersuchung, welche kein *Al* im Pyroxen nachweisen liess; auch Alkalien waren nicht nachweisbar. Es scheint somit, dass in diesen Gesteinen eine besondere Pyroxenvarietät steckt, die sich mit keiner der bisher genauer untersuchten Varietäten deckt.[2])

Die Farbe des Pyroxens ist im Dünnschliff durchwegs blassgrün, bei den im Stück heller gefärbten nahezu farblos, und ohne erkennbaren Pleochroismus.

Nächst dem Pyroxen ist wohl am meisten verbreitet der Granat, der in seiner Färbung mit dem Pyroxen parallel geht. In Stücken mit dunkelgrasgrünem Pyroxen ist der Granat colombinroth, in der Varietät mit lichtgrünem Pyroxen blassrosenroth. Der grün und braun geflammten Varietät scheint er ganz zu fehlen.

---

[1]) Vergl. oben, pag. 389.

[2]) Aehnlich hohe Auslöschungsschiefen zeigen auch die Pyroxene der Augitgneisse des Waldviertels. Der dunkelschwarzgrüne, im Schliff tiefgrüne Augit aus dem Augitgneiss von Mühlfeld ergab $cc = 48{\cdot}5^{0}$, der blasser grüne Augit aus dem Augit vom Seyberer Berg $cc = 46^{0}$.

Digitized by Google

Gegenüber dem Pyroxen spielt in diesen Gesteinen die Hornblende eine untergeordnete Rolle. Spärliche, stänglige, sehr dunkelgrüne Partien, oft in paralleler Verwachsung mit Augit, finden sich in der eklogitartigen Varietät mit dunkelgrünem Pyroxen. Reichlicher ist eine blassgrüne Hornblende in der grün und braun geflammten Varietät vorhanden, auch hier kommen häufig Parallelverwachsungen mit Augit vor; die Elasticitätsaxen c sind in beiden Mineralen im selben Sinne geneigt; der Pleochroismus der Hornblende c blaugrün, b grasgrün, a gelblich, die Absorption $c > b > a$.

An Menge kommt dem Pyroxen fast gleich ein fast farbloses, gleichfalls stark lichtbrechendes Mineral, das in den Varietäten mit lichtem Pyroxen im gewöhnlichen Licht nur schwierig von diesem zu unterscheiden ist. Im polarisirten Licht zeigt es aber bedeutend schwächere Doppelbrechung, und die genauere optische Untersuchung liess es als Zoisit erkennen. Flussäure greift es gar nicht an, während der Augit sich nach der Aetzung beim Färbeversuch mit einer dünnen Farbhaut überzieht. Nur selten scheint an Stelle des Zoisit Epidot ausgebildet zu sein.

Ausser den genannten Mineralen findet sich noch local Quarz und Calcit, der Färbeversuch liess ausserdem noch vereinzelte Plagioklaskörnchen erkennen, die sich insbesondere in der Nachbarschaft des Pyroxen halten, den Zoisit zu meiden scheinen. Gelegentlich finden sich noch kleine Titanitkörnchen.

An der grün und braun geflammten Varietät zeigen sich besonders deutliche Spuren von Druck und Zerrung. Augitkrystalle sind auseinandergezerrt, die Risse durch Quarz und Hornblendenadeln erfüllt, denen sich auch Calcit zugesellt. Die grünen Hornblenden sind streckenweise zerrissen, und die entstandenen Klüfte durch faserige, blasser gefärbte Hornblende in paralleler Orientirung ausgefüllt.

Eine recht eigenthümliche, durch grösseren Feldspathgehalt, grüne Hornblende und besonders durch den Reichthum an Titanitkrystallen ausgezeichnete Varietät von Kalksilicatfels findet sich in der oft erwähnten überhängenden Wand am Weg von Winkelbad zu den Reinbachfällen. Ich fand sie in Form von Schollen, die im intrusiven Randgranitit eingeschlossen waren.

Die Titanitkrystalle zeigen die Combination *nr* im Gleichgewichte mit untergeordnetem P. Sie erreichen Dimensionen bis 5 Millimeter und haben eine blass rothbraune Färbung.

Digitized by Google

Die Titanitkrystalle sind in einem Gemenge von Quarz, Plagioklas und Zoisit eingewachsen, welches lagenweise dunkelgrüne Hornblende enthält. Diese Hornblendelagen erscheinen auf dem Querbruch als körnige Streifen, an welche sich beiderseits die Feldspath- und Zoisitkörner in divergentstrahliger Stellung anschliessen. Auf dem Hauptbruch erkennt man, dass die Hornblende selbst ein radialstrahliges Gefüge besitzt.

Der Plagioklas erweist sich als inhomogen, indem stärker und schwächer lichtbrechende Partien einander in paralleler Orientirung durchdringen. Dabei herrscht die stärker lichtbrechende Mischung im Inneren, die schwächer lichtbrechende aussen vor; letztere liess sich durch Vergleich mit Quarz als basischer Andesin bestimmen ($\omega < \alpha' \; \varepsilon < \gamma' \; \omega < \gamma' \; \varepsilon = \alpha'$). Der Kern muss somit mindestens Labrador sein.

Die Hornblende lässt ebenfalls inhomogene Beschaffenheit erkennen. Schnitte nach (010) ergaben für die inneren, etwas compacten, bräunlichgrünen Partien die Auslöschungsschiefe

$$c\,c = 14{\cdot}5^0.$$

In den äusseren, deutlicher faserigen und heller grüngefärbten Partien war die Auslöschungsschiefe circa 3° grösser. Das specifische Gewicht wurde an dunkeln Stängeln zu 3·153 im Mittel bestimmt. Mikrochemisch verhielt sich diese Hornblende so wie die des Tonalit. Accessorisch treten Biotit, Klinochlor, sparsam kleine Zirkone auf.

Kleinere Brocken dieses Gesteins, die vom Massengestein eingeschlossen sind, lassen deutlich die Umwandlung der Hornblende in Biotit erkennen, die von den Rändern der Einschlüsse nach Innen fortschreitet.

Ein sehr ähnliches Gestein fand Löwl unweit der Rieserfernerhütte.

Die zuletzt beschriebenen Gesteine haben unverkennbar eine grosse Aehnlichkeit mit den Contactgesteinen, welche kürzlich von Salomon aus dem Tonalit des Adamello beschrieben wurden.[1])

Insbesondere scheint das grün und braun geflammte Gestein mit seinem Contactpyroxenit, das zuletzt beschriebene mit seinem Contactamphibolgneiss übereinzustimmen. Ich meine, es fehlt in der

[1]) W. Salomon, Ueber einige Einschlüsse metamorpher Gesteine im Tonalit. Neues Jahrbuch für Mineralogie. 1891, Beil.-Bd. VII.

Digitized by Google

petrographischen Nomenclatur ein bezeichnender und umfassender Name, welcher alle die so überaus mannigfaltigen Gemenge einschliesst, die aus mehr oder weniger körnig ausgebildeten Kalksilicaten bestehen und aus der (contact- oder regional-) metamorphen Umkrystallisirung stark silicathaltiger Kalke, vielleicht unter Umständen auch aus reinen Kalken unter Zuführung von Silicaten hervorgehen. Für die dichten Gemenge dieser Art, die in den Contacthöfen von Sedimentgesteinen um Granite etc. auftreten, ist der Name Kalksilicathornfels üblich. Für die gröber struirten möchte ich den Namen Kalksilicatfels, bezüglich für die deutlich schieferigen Kalksilicatschiefer vorschlagen.

Zu diesem Kalksilicatfels würden dann unter Anderen gehören: Die Augitgneisse des Waldviertels, die Malakolith- und Egeranfelse des Riesen- und Erzgebirges, viele (aber nicht alle) Eklogite, der sogenannte Allochroitfels von Blauda, die bereits früher erwähnten grün und braun geflammten augit- und biotitführenden Einlagerungen in der Schieferhülle des Kepernikgneisses der Sudeten.

Vom chemischen Standpunkte wurde die Existenzberechtigung einer derartigen Gruppe innerhalb der Grundgebirgsgesteine von Rosenbusch[1]) angedeutet, Beck hat in seiner hochinteressanten Studie über die Contacterscheinungen an Graniten des Elbschiefergebirges[2]) solche Gesteine unter dem Namen Kalksilicatgesteine zusammengefasst.

Alle die unter *C* angeführten Einlagerungen können — vielleicht mit Ausnahme der wollastonitführenden Kalksilicatfelse — ebensogut in jedem Gebiet krystalliner Schiefer vorkommen, ihr Auftreten kann nicht als beweisend für eine vom Tonalit ausgehende Contactmetamorphose hingestellt werden, namentlich weil bezüglich dieser Gesteine der Vergleich mit ähnlichen Einlagerungen ausserhalb des möglichen Contactbereiches fehlt. Ebensowenig sprechen sie aber gegen die Annahme von Contactmetamorphose; und sollte sich zeigen, dass die ausserhalb des Tonalitbereiches im Schiefer auftretenden Kalklager der Begleitung durch Pyroxen, Granat und Wollastonit führende Kalksilicatfelse entbehren, so würde deren Vorkommen beim Sager directe Beweiskraft gewinnen.

---

[1]) Diese Mitth. XII, pag. 49.

[2]) Diese Mitth. XIII, pag. 318.

Digitized by Google

Anhang.

Die Schiefergesteine des Staller Sattels.

Die genannte Oertlichkeit bildet in einer Entfernung von etwa $^5/_4$ Kilometer von der Südgrenze des Rieserkerns einen vielfach benutzten Uebergang vom Defferegggen- in das Antholzer Thal. An dieser Stelle fand Löwl eigenthümlich ausgebildete Schiefergesteine, deren Auftreten er folgendermassen beschreibt[1]: „Der breite Staller Sattel bietet zwei durch einen hohen Rundhöcker geschiedene Uebergänge. Den nördlichen benutzt der Fusssteig, den südlichen der bequeme Saumweg, dessen Kehren auf der Westabdachung des Joches in dem senkrecht aufgerichteten, stellenweise sogar überkippten Gneissmantel des Rieserkerns eine Schichtenreihe kreuzen, in der sich dreierlei Schiefergesteine unterscheiden lassen. Das erste ist ein sehr feinkörniger, röthlich grauer, zweiglimmeriger Schuppengneiss, der in Tafeln bricht, zwischen den Tafeln aber eine schwache, oder auch gar keine Schieferung aufweist; das zweite ein dünnschieferiger, weisser Glimmerschiefer mit ebenflächigen, manchmal schwach gerunzelten Muscovithäutchen; das dritte ein dichtes, graues, feingeschiefertes Gestein, das sich in seiner ganzen Tracht mehr dem Phyllit als dem Glimmerschiefer nähert. Die beiden zuletzt angeführten Schiefer, der weisse und der graue, sind über und über mit kleinen schwarzen Flecken betupft, aber auch der feinkörnige Tafelgneiss zeigt solche dunkle Concretionen, zumal auf angewitterten Flächen."

Was ich durch mikroskopische Untersuchung an den von Prof. Löwl freundlichst zur Verfügung gestellten Stücken beobachtete, mag hier kurz mitgetheilt werden.

1. Röthlichgrauer Schuppengneiss.

Die Dünnschliffe dieses Gesteins sehen höchst merkwürdig aus. Man erkennt zunächst zahllose, bis 1 Millimeter grosse Quarzkörner, welche in ihrer eckigen Gestalt durchaus an die klastischen Quarze eines feinkörnigen Sandsteins erinnern, und die man wohl auch für nichts Anderes halten kann, als für solche Zeugen einer ursprünglich klastischen Bildungsweise des Gesteins. Sie machen wohl die Hälfte der Gesteinsmasse aus.

[1]) Löwl, l. c. pag. 10.

Digitized by Google

Zwischen den klastischen Quarzkörnern findet sich als Cement ein krystallines Gemenge, welches nicht gleichmässig entwickelt ist. Stellenweise besteht es aus stark lichtbrechendem, einfachbrechendem, fast farblosem Granat. Indem die Granatsubstanz sich zwischen den klastischen Körnern unter Verdrängung der übrigen Cementminerale ausbreitet, entstehen im Dünnschliff trübe Flecken, von deren Grund sich die klastischen Quarzkörner in ihren eckigen Formen besonders gut abheben. Diese Flecken sind unbestimmt rundlich elliptisch und erreichen 2—3 Millimeter im Durchmesser.

Ganz ähnliche Flecken bildet noch ein zweites Mineral, das ich nur mit Reserve als Zoisit ansprechen möchte. Sie bestehen aus einem Filz stark lichtbrechender, aber sehr schwach doppelbrechender, farbloser Nadeln, bei denen bald a, bald c der Längsrichtung entspricht. Die Auslöschungsrichtung liess sich nicht ermitteln, da entweder die Uebereinanderlagerung oder die Umhüllung durch andere Minerale die Entscheidung hinderte. Von *FH* werden sie nicht merklich angegriffen.

Der Rest des Cementes, in dem diese zweierlei stark lichtbrechenden Minerale gewissermassen als Concretionen auftreten, besteht wesentlich aus einem Gemenge von Feldspath, Biotit und Muscovit.

Der Feldspath bildet meist kleine, selten etwas grössere Körner, die dann Andeutungen von Siebstructur erkennen lassen; er gehört durchwegs einem Plagioklas der Oligoklasreihe an, da sich alle Feldspathe nach dem Aetzen leicht blau färben und der Brechungsexponent nur wenig niedriger ist als der des Quarzes. Orthoklas liess sich nicht erkennen. Ob vielleicht einige der seltenen, grösseren, unregelmässig eckigen Plagioklaskörner klastische Relicte seien, muss unentschieden bleiben.

Rothbrauner Biotit überwiegt an Menge den Muscovit: beide treten in grösseren und kleineren Individuen auf; die ersteren zeigen namentlich am Rande Andeutungen von Siebstructur.

Accessorisch treten auf: reichliche Tafeln von Eisenerz und Säulchen von Turmalin (ε farblos, ω grünlichbraun).

2. Weisser Glimmerschiefer.

Dieses dünnschieferige Gestein zeigt in der Zusammensetzung die grösste Aehnlichkeit mit dem Gneissglimmerschiefer von Mühlen; nur dass der Muscovit an Menge beträchtlich überwiegt, wodurch

Digitized by Google

das Gestein die dünnschieferige Structur und die silbergraue Färbung erhält. Die von Löwl erwähnten Knoten sind nichts Anderes als die im Gestein von Mühlen gleichfalls vorhandenen Chloritconcretionen. Sie sind hier zahlreicher vorhanden und bestehen aus einem scheinbar einaxigen Klinochlor, der in Querschnitten vielfach wiederholte Zwillingsbildung nach dem Tschermak'schen Gesetz und eine beträchtliche Auslöschungsschiefe erkennen lässt. Der Biotit ist grossentheils unter Ausscheidung gezackter Nadelbüschel in ein fast einfachbrechendes chloritisches Mineral umgewandelt.

3. Grauer Fleckschiefer.

Das dritte der von Prof. Löwl am Staller Sattel angetroffenen Gesteine ist sehr feinkörnig und in der mir vorliegenden Probe undeutlich schiefrig, von hellgrauer Farbe, mit verwaschenen dunkelgrauen Flecken auf der Schieferungsfläche. Auf quer zur Schieferung angeschliffenen Flächen treten die grauen Flecken bestimmter begrenzt, meist mit rundlichen, zuweilen auch mit eckigen Contouren auf.

Die hellgraue Masse besteht aus einem Gemenge von vorherrschendem Plagioklas, bräunlich grünem Biotit und spärlichen, aber ziemlich grossen Muscovitindividuen. Ganz vereinzelt findet man Quarz in rundlichen Körnern. Eines derselben gestattete den Vergleich mit benachbartem Plagioklas und liess erkennen:

$$\omega < \gamma' \quad \varepsilon = \alpha'$$

was auf Andesin hinweist.

Accessorisch treten braune Turmaline und Erzpartikel auf. Die grösseren unter den letzteren zeigen auffällige Siebstructur, indem sie durch Einschlüsse von Plagioklas und Biotit wie durchlocht aussehen.

Im Bereich der dunkelgrauen Flecken fehlt der Plagioklas, der Biotit ist spärlich und grossentheils in ein grünes, chloritähnliches Mineral verwandelt; die Hauptmasse besteht aus Muscovit, dessen feine Schüppchen zum grossen Theil parallel orientirt sind, so dass sie gleichzeitig auslöschen. Darnach hat man es hier wohl mit Pseudomorphosen zu thun, wie sie in so vielen Fruchtschiefern nachgewiesen wurden, und man könnte sich veranlasst finden, an Cordierit zu denken; Beweise für diese Annahme lassen sich freilich nicht beibringen.

Digitized by Google

Bezüglich der Structur sei erwähnt, dass die Biotite und die einzelnen grösseren Muscovite sehr regellose Stellungen einnehmen und die Parallelstructur des Gesteins hauptsächlich durch die kleinen Muscovitschüppchen bedingt wird.

Sehr eigenthümliche Verhältnisse lassen die als weisse Adern auftretenden Spaltenausfüllungen in diesem Gestein erkennen. Man kann zweierlei solche Adern erkennen, die an ihren Durchkreuzungsstellen das gegenseitige Altersverhältnis klar beobachten lassen.

Die älteren sind weniger scharf vom Gestein gesondert und bestehen aus einem körnigen Gemenge von Plagioklas, Orthoklas und grünem Biotit. Die jüngeren Spalten sind mit reinem Orthoklas erfüllt, der ersichtlich von den Wänden aus gewachsen ist, und enthalten ausserdem nur geringe Mengen eines chloritischen Minerales in Helminth ähnlichen Formen. Es verdient hervorgehoben zu werden, dass Orthoklas trotz aufmerksamen Suchens im Gesteinsgewebe nicht erkannt werden konnte. Die Bildungsfolge: Biotit, Plagioklas, Orthoklas, sodann Orthoklas und Helminth ist eine, die auf alpinen Mineraldrusen oft beobachtet wird.

Die beschriebenen Schiefer kamen infolge ihrer eigenthümlichen Flecken und Knoten in den Verdacht contactmetamorpher Ausbildung. Die mikroskopische Analyse zeigt bei dem röthlichgrauen Schuppengneiss sehr merkwürdige Structurverhältnisse, welche wohl beweisen, dass das Gestein ursprünglich ein Sandstein aus klastischen Quarzkörnern mit reichlichem, kalkhaltigem Cement war, welches letztere später krystallinisch wurde. Die Auffindung solcher Structuren in den allgemein für sehr alt gehaltenen „Gneissphylliten“ ist an und für sich sehr wichtig und bedeutungsvoll. Die mineralogische Zusammensetzung und die Structur widersprechen nicht der Annahme einer Contactmetamorphose, aber es liegen auch keine zwingenden Gründe für eine solche vor. Der Chloritgehalt des weissen Glimmerschiefers spricht eher gegen als für Contactmetamorphose. Nur bei dem grauen Fleckschiefer lassen sich sowohl in dem Gehalt an Pseudomorphosen (nach Cordierit?), als in der Structur Merkmale auffinden, die eine contactmetamorphische Einwirkung wahrscheinlich machen. Es müsste also die Gegend des Staller Sattels die äusserste Grenze der Contactzone bezeichnen, wo metamorphe und unveränderte Gesteine ineinandergreifen.

Digitized by Google

Die wichtigsten Resultate der vorstehenden Arbeit sind im Folgenden kurz zusammengefasst:

Das Korngestein des Rieserferner, dessen intrusive Natur von Löwl nachgewiesen wurde, hat die typische Zusammensetzung und die hypidiomorph körnige Structur des Tonalit. Es ähnelt auch in untergeordneten Zügen (Orthitgehalt, basische Concretionen, aplitische Kluftblätter) dem typischen Tonalit des Adamello.

In der Nähe der Contactgrenze zeigt das sonst sehr gleichmässige Gestein eine saurere, an Alkalifeldspath reichere Randfacies, in der auch die Structur sich ändert und zum Porphyrartigen hinneigt.

Mit dem Gesammtcharakter des Gesteins ändert sich gesetzmässig auch die in den Feldspathen vorhandene Plagioklasmischung.

Die Gemengtheile des körnigen Massengesteins krystallisiren in bestimmter Reihenfolge, aber in übergreifenden Ausscheidungszeiten. Die Ausscheidung des Quarzes beginnt bei den SiO_2-reicheren Randgesteinen sehr früh und begleitet die Erstarrung bis zum Schluss, wo Kalifeldspath (Mikroklin), saurer Plagioklas und Quarz gleichzeitig krystallisiren. Die letzten Ausscheidungen von Plagioklas und Quarz bilden mikropegmatitische, in die Rinde der Mikroklinkörner eingesenkte Partien.

Die Plagioklase enthalten ein sehr basisches, schwammiges, lückenhaftes Korngerüst, dessen Lücken durch homoaxe saure Plagioklassubstanz ausgefüllt wird (Füllsubstanz). Der inhomogene Kern wird von concentrischen Hüllen umgeben, die unter mancherlei Recurrenzen und Unregelmässigkeiten nach aussen im Ganzen immer albitreicher werden. Die Inhomogenität der Plagioklaskerne ist durch nachträgliche chemische Corrosion von Seiten des Magmarestes zu erklären, der durch die vorausgegangenen Ausscheidungen alkali- und kieselsäurereicher geworden.

Die Zonenstructur der Feldspathe mit den häufigen basischen Recurrenzen kann ohne Schwierigkeit durch Schwankungen in den äusseren Umständen bei der Erstarrung (Druck, Temperatur, Durchgasung) erklärt werden.

An die magmatische Erstarrung schliesst sich eine Phase, während welcher in dem bereits starren Gestein Neubildungen stattfanden, die zum Theil der Gattung nach mit den ursprünglichen Gemengtheilen übereinstimmen, doch aber eine merkliche Verschieden-

Digitized by Google

heit erkennen lassen (Hornblende, Biotit, saurer Plagioklas der Adern), zum Theil auch der Gattung nach verschieden sind (Epidot, Zoisit, Muscovit). Diese Neubildungen erfolgen unter Einwirkung gleitenden Druckes, von dessen Wirkung ihre Vertheilung zum Theil abhängig erscheint, doch treten diese dynamometamorphen Erscheinungen nur in bescheidenen Grenzen auf.

Das Rieserfernergestein ist begleitet von pegmatitischen Lagern und Gängen, welche blos von denjenigen Gesteinselementen gebildet werden, die im Gesteinsgewebe des Kerntonalits am spätesten auskrystallisiren: saure Plagioklase, Mikroklin, Quarz, zu denen sich spärliche Mengen von Muscovit und Biotit gesellen.

Ferner treten im Bereich des Tonalit porphyrisch struirte Gesteine auf, die sich in zwei Gruppen gliedern lassen:

a) lichtgefärbte Tonalitporphyrite, welche Tonalitmagma in mikrogranitischer Erstarrung darstellen. Sie finden sich nur in Gängen in der Schieferhülle und zeigen in manchen Gliedern einen hohen Grad dynamometamorpher Schieferung.

b) Dunkle, quarzarme Porphyrite, welche sowohl den Tonalit, als die Schieferhülle in Gängen durchsetzen und in einem basischen Endgliede eine grosse Verwandtschaft mit lamprophyrischen Gesteinstypen darbieten.

Das herrschende Gestein der Schieferhülle lässt im Vergleich mit stratigraphisch gleichwertigen Gesteinen ausserhalb des möglichen Contactbereiches deutliche Anzeichen von Contactmetamorphose erkennen, welche sich sowohl in der mineralogischen Zusammensetzung (Verschwinden des Chlorit, Reichthum an Biotit und Turmalin, Eintreten von Disthen und eigenthümlichen Pseudomorphosen aus feinschuppigem Muscovit), als in der Ausbildung charakteristischer Contactstructuren äussert. Der Annahme von Contactmetamorphose widersprechen auch nicht die aus graphithaltigem Quarzit, Amphiboliten und mannigfachen Kalksilicatfelsen bestehenden Einlagerungen des Contactgneisses.

Ausser Einschlüssen dieser Contactgesteine der Schieferhülle enthält der Tonalit in einer bestimmten Zone noch Einschlüsse von hellen, mikroklinreichen Augen- und Flasergneissen, die von der unbekannten Unterlage des Rieserfernerkerns herstammen.

Eine wichtige Frage blieb bis jetzt unerörtert: das Alter der Intrusion. Hierüber kann die petrographische Untersuchung nur

Digitized by Google

insoferne Anhaltspunkte liefern, als sie die Identität der Rieserfernergesteine mit solchen erweist, deren geologisches Alter mit grösserer Schärfe ermittelt werden kann.

Die grosse Aehnlichkeit des Rieserfernertonalits mit dem Gestein des Adamello ist hervorgehoben worden. Zwischen dem Gestein des Adamellokerns und dem Stock des Re di Castello, der sicher jünger ist als Muschelkalk, werden greifbare Unterschiede nicht angegeben. Weiter im Osten treten im Bachergebirge [1]) und in der Trias im östlichen Kärnten (Prävali [2]) porphyritische Intrusivgesteine auf, die nach den vorliegenden Beschreibungen mit den Ganggesteinen des Iselthales, indirect also mit den porphyritischen Begleitern des Riesertonalits die grösste Aehnlichkeit haben. Dies legt den Gedanken nahe, dass die ganze Zone der Intrusivgesteine vom Re di Castello im Süden bis zu den Porphyritgängen von Prävali einer grossen Intrusionsperiode angehöre, welche zeitlich ungefähr zusammenfiele mit den grossen Eruptionen im südöstlich anstossenden Senkungsfeld. Löwl hat allerdings die grossen Kerne für älter als die permische Alpenfaltung gehalten, indem er annimmt, dass die Ausbildung kuppelförmiger Schieferhüllen um intrusive Kerne ungestörte Lagerung der Schiefer voraussetze, die zur Triaszeit im Gebiet dieser Kerne kaum vorhanden war. Ist man aber geneigt, den krystallinen Schiefern jenen Grad von Schmiegsamkeit zuzuschreiben, welcher die Umstellung aus der ost-westlichen Faltenstellung in die kuppelförmige Lagerung gestattet, so würde das schwerste Bedenken schwinden; denn die von Löwl erkannte Verwerfung zwischen Re di Castello und Adamello kann auch bei gleichzeitiger Intrusion beider bestehen. Die Entscheidung dieser Fragen erfordert noch weitere Beobachtungen und Vergleiche und muss wie andere von minderem Belang (vergl. Pegmatite, schieferiger Tonalitporphyrit) künftigen Untersuchungen vorbehalten bleiben.

[1]) Teller, Verh. d. k. k. geol. Reichsanstalt. 1893, Nr. 7.

[2]) v. Foullon, Ueber Quarzglimmerdiorite aus dem östlichen Kärnten. Ebenda. 1889. Nr. 4.

Digitized by Google

Tafelerklärung.

Tafel XII.

Fig. 1. Aus Kerntonalit. Vergrösserung 56. Nicol gekreuzt. Plagioklasdurchschnitt beiläufig parallel *M*. Idiomorphe Gestaltung gegen Quarz rechts oben, Kalifeldspath links oben. Die lange Linie rechts oben und links unten entspricht *P*; oben und unten Anwachsstreifen nach den Prismenflächen, links oben und rechts unten Anwachsstreifen nach *y*; untergeordnet sind auch Anwachsstreifen nach *x* (oder *o*) zu erkennen. Man beobachtet deutliche Zonenstructur; die Zonen mittlerer Auslöschungsschiefe sind dunkel; der Kern ist bereits aus der Dunkelstellung herausgetreten, die äusserste Hülle noch nicht in Dunkelstellung eingetreten. Man beachte die zahlreichen scharfen Zonengrenzen in den Anwachskegeln von y, die verwaschenen Zonengrenzen in den Anwachskegeln der Prismen; erstere stehen nahezu senkrecht zur Schnittrichtung, letztere kommen durch Ueberlagerung schräg zum Schnitt orientirter Grenzen zu Stande. Der Krystall wird von unregelmässig orientirten „Adern" durchzogen, welche aus homoax eingelagerter Albitsubstanz bestehen. Kerngerüst und Füllsubstanz lassen sich in diesem Bilde nicht unterscheiden.

Fig. 2. Aus Kerntonalit. Vergrösserung 25. Nicol gekreuzt. Gruppe von Quarz- und Plagioklaskörnern. Am Plagioklas erkennt man oben das grau erscheinende, durch zahlreiche Flüssigkeitseinschlüsse getrübte Kerngerüst, dessen Lücken durch helle Füllsubstanz ausgefüllt sind. In der rechts anschliessenden und in Zwillingsstellung befindlichen Partie befindet sich das Kerngerüst in Auslöschungsstellung (dunkel), die Füllsubstanz tritt hell hervor. Die schwarze, baumförmig verzweigte Partie besteht aus Epidot- und Zoisitneubildungen; die Partie links besteht aus Quarz mit deutlicher kataklastischer Structur.

Fig. 3. Quarzglimmerdiorit vom Zinsnock. Vergrösserung 12. Nicol gekreuzt. Die älteren Plagioklase treten grösser hervor. Bei dem oberen erkennt man den inhomogenen Kern (Kerngerüst dunkel, Füllsubstanz hell). Mit dem Kerngerüst stimmt in der optischen Orientirung nahezu überein die innerste Zone der Hülle. die Füllsubstanz ist mit saureren Hüllschichten parallel orientirt. Die breiten Hüllschichten lassen deutlich eine basische Recurrenz erkennen. Die grossen Plagioklase liegen in einem xenomorph-körnigen Gemenge von Plagioklas, Quarz (an der Kataklase leicht erkenntlich), Mikroklin, Biotit. Dadurch wird eine Annäherung an porphyrische Structur angedeutet, wie sie bei den Randgesteinen häufig ist.

Fig. 4. Randgranitit. Höhenkofel. Vergrösserung 24. Nicols gekreuzt. Zwei grössere Mikroklinkörner umgeben von einem xenomorph körnigen Gemenge von Quarz, Plagioklas, Biotit. Das linke lässt deutlich die Gitterung erkennen, die aber auf randliche Partien beschränkt bleibt. Das rechte zeigt unten und links am Rande mikropegmatitische Partien von Plagioklas und Quarz; vgl. Text pag. 411. Das Negativ liess im Anschluss an das centrale Plagioklaskorn bartförmig angeschossene Mikroperthitspindeln erkennen, die im Lichtdruck verloren gingen. Dieselbe Stelle wurde in den Sitzungsberichten der Wiener Akademie, Juli 1893, abgebildet.

Fig. 5. Porphyritischer Rand der Tonalitintrusionen im Iselthal, Michelsbacher Wasserfall. Vergrösserung 45 ohne Analysator, Schwingungsrichtung des Polarisators vertical. Querschnitt einer dicken Biotittafel mit den durch Gleitung nach

Digitized by Google

den Flächen der Druckfigur entstandenen Zwillingslamellen. Man beachte die insbesondere in den äusseren Schichten zahlreich auftretenden Einschlüsse von idiomorphen Plagioklasen. Ueber dem Biotitdurchschnitt erscheint eine der pag. 429 des Textes beschriebenen Pseudomorphosen nach Pyroxen. In der Grundmasse Andeutungen von Granophyrstructur, die aber im Bilde nicht ersichtlich sind.

Tafel XIII.

Fig. 6—8. Tonalitporphyrit, Geltthalferner.

Fig. 6. Gewöhnliches Licht. Vergrösserung 12. Zwei Einsprenglinge von Quarz mit Einbuchtungen der Grundmasse; eine zwischen beiden eingeklemmte Orthitsäule ist zweimal geknickt. In der Grundmasse erkennt man spärliche dunkle Biotitschüppchen und zahlreiche hellere Körner, zwischen denen eine feinerkörnige Masse sichtbar wird. Oberhalb des Orthitkrystalles liegt eine kleine Gruppe von Granatkörnern.

Fig. 7. Gewöhnliches Licht. Vergrösserung 15. Die linke grössere Hälfte des Gesichtsfeldes ist durch *HF* geätzt und gefärbt. Die hellen Körner der Grundmasse differenziren sich in dunkelgefärbte (Plagioklas) und farblose (Quarz). Oben erscheint ein Durchschnitt durch einen Quarzeinsprengling vollkommen hell, rechts ist ein Plagioklaseinsprengling sichtbar, der dunkel (blau gefärbt) ist, soweit er in die geätzte Hälfte des Gesichtsfeldes reicht. Links unterhalb des Plagioklases ist ein Granatkorn sichtbar, an dem man deutlich den hellen Kern und die trübere Rinde erkennen kann. Unten erscheint im Bilde eine schuppige Partie von Biotit.

Fig. 8. Vergrösserung 15 Gekreuzte Nicols. Zeigt einen Plagioklasdurchschnitt aus mehreren, nach verschiedenen Gesetzen vereinigten Individuen. Der Durchschnitt geht beiläufig nach *M*. An dem hellsten Individuum erkennt man am Umriss die Tracen von *P*, den Prismenflächen und von *x*. Auch hier zeigt sich ein kleiner inhomogener Kern, bestehend aus Korngerüst und Füllsubstanz, die breite Hülle zeigt regelmässig abwechselnde Zonenstructur. Das in Auslöschungsstellung befindliche Individuum lieferte die Zahlen, die im Text pag. 435 angeführt sind. Oberhalb der Plagioklasgruppe ist eine der aus Biotit bestehenden Pseudomorphosen (nach Hornblende?) sichtbar. Die hellen Stellen derselben sind Muscovitschuppen.

Fig. 9. Vergrösserung 12. Gewöhnliches Licht. Schieferiger Porphyrit von der Patscheralm. Dünnschliff quer zur Schieferung. Man erkennt zwei Plagioklase mit trübem Kern und klarerer Hülle mit Streckungshöfen zu beiden Seiten, bestehend aus grösseren Quarzkörnern, das ganze von der feinflaserigen Grundmasse augenartig umschlossen. In der Grundmasse fallen die feinen langgestreckten Biotitflasern auf.

Fig. 10. Partie aus der Grundmasse desselben Gesteins, bei stärkerer Vergrösserung (Vergrösserung 25) nach der Aetzung mit Anilinfarbe gefärbt. Man erkennt, dass die Grundmasse aus viererlei Mineralien zusammengesetzt ist: *a)* wasserheller Quarz; *b)* dunkel gefärbter Plagioklas; *c)* Orthoklas: helle Körner mit dunklen Adern, besonders deutlich in der oberen Hälfte nahe der Mitte des Bildes, ferner die kleinen Körner in der Quarzpartie; *d)* Biotitschuppen, durch ihre sehr dunkle Färbung und die der Spaltbarkeit entsprechende Streifung auch im Photogramm leicht von dem gekörnelt erscheinenden Plagioklas zu unterscheiden.

Digitized by Google

XXIII. Die Phonolithe des Friedländer Bezirkes in Nordböhmen.

Von **Jos. Blumrich.**

(Mit 2 Textfiguren.)

Aus dem Gebiete sind mir nur drei Phonolithkegel bekannt, welche bereits Jokély in der von der k. k. geologischen Reichsanstalt herausgegebenen Karte eingetragen hat; es sind dies der Hohe Hain bei Mildenau mit 486 Meter Seehöhe, der Geiersberg (398 Meter) bei Friedland, eine halbe Stunde westlich von ersterem gelegen, und der Astberg[1]) (317 Meter) bei Pridlanz, etwa 2 Stunden in nördlicher Richtung von letzterem entfernt. Mit einer grösseren Zahl von Basaltkuppen und -Rücken des Gebietes gehören sie jenem grossen Schwarm tertiärer Eruptivgesteine an, welcher das nördliche Böhmen und die angrenzende Lausitz in nordöstlicher Richtung durchzieht und bis nach Preussisch-Schlesien vordringt. Bisher ist blos der Phonolith des Geiersberges Gegenstand petrographischer Untersuchung gewesen; Bořicky[2]) konnte ihm aber nur eine sehr knappe Schilderung widmen, und deshalb mag das Gestein hier ebenfalls mit in den Kreis der Betrachtung einbezogen werden.

Der Geiersberg, sowie der Astberg bestehen aus einem noseanreichen trachytoiden Phonolith, am Aufbau des Hohen Haines betheiligen sich in ziemlich gleichem Masse zwei verschiedene Phonolithvarietäten. Die östliche Hälfte des Berges setzt sich aus einem noseanarmen trachytoiden Phonolith zusammen, der westliche Theil hingegen aus einem typischen Nephelinphonolith. Nur am Gipfel des Berges ist die von Norden nach

[1]) Auf der Generalstabskarte ist er als Absberg bezeichnet, in jener Gegend ist er aber unter dem Namen Astberg bekannt, und deshalb will ich diesen Namen gebrauchen.

[2]) E. Bořicky, Petrographische Studien an Phonolithgesteinen Böhmens. Archiv der naturw. Landesdurchforschung von Böhmen. Prag 1874, Bd. III, 2. Abth., Heft 1, pag. 48.

Digitized by Google

Süden verlaufende Grenze der beiden Gesteinsarten durch eine geringe Einsenkung angedeutet, sonst ist sie oberflächlich nicht erkennbar. Die grosse äussere Verschiedenheit der beiden Phonolithe ermöglicht es aber, nach der Besichtigung frisch abgeschlagener Splitter mit blossem Auge schon die Zuweisung der Blöcke zur einen oder der anderen Varietät ohne Schwierigkeit vorzunehmen. Uebergänge zwischen beiden sind nicht auffindbar. Während die Unterschiede der beiden Gesteine darauf hinzuweisen scheinen, dass ihr Magma zu verschiedener Zeit aus der Tiefe emporgedrungen ist, so deutet ihre enge Verwandtschaft, die sich in der grossen Uebereinstimmung der inneren Structur und mineralogischen Zusammensetzung ausspricht, darauf hin, dass die Zeitpunkte ihrer Eruption nicht weit von einander lagen.

I. Der Nephelinphonolith vom Hohen Hain.

Da, wo dieses Gestein in Form von Blöcken zu Tage tritt, sind diese nicht grossplattig, wie von der trachytoiden Art, sondern mehr quaderähnlich. Parallel der Absonderung lassen sie sich kaum besser trennen als senkrecht hiezu. Die Trennungsflächen letzterer Art sind schön glatt und grossmuschlig und zeigen einen ölartigen Glanz, während die Bruchflächen parallel der Absonderung splitterig sind. Aus der graugrünen, dicht erscheinenden Grundmasse tritt nur hin und wieder ein glasiger, ein bis mehrere Millimeter grosser Feldspathkrystall porphyrisch hervor. Wenn man eine frisch erzeugte muschlige Bruchfläche benetzt, so wird eine eigenthümliche Zeichnung sichtbar, bestehend in dunkelgrünen, bis 1 Centimeter grossen Flecken auf hellerem Grunde, welche parallel der Absonderung gestreckt und unregelmässig gelappt erscheinen (Gipfel und Südabhang); oft verfliessen mehrere ineinander. Wie das Mikroskop lehrt, kommt die Fleckung durch scharf umschriebene Anreicherungen von Aegirinmikrolithen der Grundmasse zu Stande. Aehnliches hat auch Bořicky[1]) beobachtet. Die Aegirinmikrolithen können sich auch zu dunkelgrünen Punkten concentriren, alsdann gewinnt das Gestein ein schwärzlich gesprenkeltes Aussehen (Nordabhang). Wenn die Flecken infolge von Verwitterung rostig gefärbt sind, nehmen sich die Stücke im angefeuchteten Zustande besonders schön aus.

[1]) a. a. O. pag. 18.

Digitized by Google

Fertigt man aus einem solchen einen Dünnschliff an, so erhält das Präparat, bevor es dünn genug ist, ein schön getigertes Aussehen; je dünner jedoch das Präparat wird, umsomehr verliert die Zeichnung an Deutlichkeit.

Eine Eigenthümlichkeit des Gesteins vom Gipfel des Berges bilden ferner haar- bis fadendünne schwarze Aederchen, welche auf den muschligen Bruchflächen ebenfalls erst nach der Befeuchtung deutlich hervortreten. Sie lassen sich in zarten Schlängelungen oft mehrere Centimeter weit verfolgen und verlaufen meist parallel, seltener schräg zur Absonderung. Es sind Anhäufungen von Aegirinkryställchen, die auf feinen Klüften abgeschieden worden sind. Solche Aederchen hat auch Bořicky[1]) an Stücken eines Nephelinphonolith gesehen, ohne aber über ihr Wesen nähere Angaben zu machen.

Die mikroskopische Prüfung der Dünnschliffe lehrt, dass dieses Gestein eine recht einfache mineralogische Zusammensetzung besitzt. Feldspath- und Nephelinkryställchen bilden im Vereine mit Aegirinmikrolithen und den Nadelbüscheln eines noch genauer zu beschreibenden Minerales die Grundmasse, in welcher als die einzige Art porphyrisch hervortretender Einsprenglinge grössere, nach der Fläche $M(010)$ gestreckte Tafeln eines Feldspathes liegen. Trotz ihrer ziemlich unvollkommenen krystallographischen Ausbildung kann man doch aus den Umrissen die Combination der Formen $M(010) . P(001) . y(\bar{2}01) . l,T(110)$ mit hinlänglicher Sicherheit erkennen. An allen diesen Feldspatheinsprenglingen lässt sich ein recht scharf begrenzter Kernkrystall und eine nicht allzu breite Hülle unterscheiden. Letztere ist unregelmässig gezackt und einschlussreich und besteht wahrscheinlich aus Sanidinsubstanz; ihre Bildung fällt wohl in die Zeit der Effusionsperiode, während man im Kern jedenfalls eine intratellurische Ausscheidung zu erblicken hat. Meist stellen diese Feldspathe scheinbar einfache Individuen dar, in Schnitten senkrecht zur Fläche $M(010)$ tritt jedoch ein System äusserst zarter Zwillingslamellen auf, die nach dem Albitgesetze eingeschaltet sind und auf die trikline Natur des Feldspathes hindeuten. Diese bei gekreuzten Nicols nur schwach sich abhebenden Lamellen sind spindelförmig und keilen nach kürzerem Verlaufe aus,

[1]) a. a. O. pag. 24.

Digitized by Google

ein Verhalten, wie es für den Anorthoklas als charakteristisch angegeben wird. In manchen Schnitten dieser Art werden die Spindellamellen von einem anderen Systeme ebenso zarter Zwillingslamellen rechtwinklig gekreuzt, so dass eine sehr feine mikroklinartige Gitterung hervorgeht. Streifung und Gitterung treten niemals in die Hülle über, sondern beschränken sich stets auf den Krystallkern. Zuweilen scheint auch dieser vollständig homogen zu sein. Nicht selten zerfällt der Kern zwischen gekreuzten Nicols in unregelmässig abgegrenzte, optisch etwas verschieden orientirte Felder, die entweder von Zwillingslamellen durchzogen oder frei davon sind.

Um zur Beurtheilung des Feldspathes mehr Anhaltspunkte zu gewinnen, wurde an 8 reinen Splittern, die von mehreren Individuen stammten, mittelst Methylenjodid und der Westfalschen Wage das specifische Gewicht bestimmt. Dasselbe schwankte zwischen den Werten 2·590 und 2·608: als Mittelwert kann die Zahl 2·60 gelten. Ausserdem wurde an 4 Spaltblättchen //(010) die Auslöschungsschiefe $a:a$ gemessen. Sie wurde im Mittel zu $+8{\cdot}5^{0}$ gefunden (Grenzwerte 7·7 und $9{\cdot}1^{0}$). Die mikrochemische Prüfung nach Bořicky ergab neben vielen Kieselfluornatriumkryställchen solche von Kieselfluorkalium. Es kann demnach nicht mehr zweifelhaft sein, dass hier ein wirklicher Anorthoklas vorliegt, der ja nach den neuesten Untersuchungen als Einsprengling in den Phonolithen sehr verbreitet ist.

Sehr häufig, aber nicht immer, beobachtet man in grösseren Individuen dieses Feldspathes noch ein anderes, sehr scharf ausgeprägtes System von Lamellen, welche schon bei gewöhnlichem Licht durch ihren etwas niedrigeren Brechungsexponenten von der übrigen Masse sich gut abheben und ein runzliges Aussehen der Schnitte bedingen. Sie sind ausserordentlich fein, und ihre Zahl ist sehr wechselnd. Auch sie sind spindelförmig gestaltet, verlaufen bald geradlinig und schön parallel zu einander, bald sind sie sanft wellenförmig gebogen und legen sich mit ihren scharfen Enden an einander. In der Hülle werden sie niemals sichtbar. In Schnitten aus der makrodiagonalen Zone ziehen sie senkrecht zur Fläche *M*(010), breiten sich aber keineswegs gleichmässig über den ganzen Krystallkern aus, sondern ordnen sich lediglich zu zwei Streifen, welche gegen die Enden des Kernes zu sich allmählich verschmälern und auskeilen. Diese Lamellenstreifen stossen gelegentlich in der Mitte

Digitized by Google

der Schnitte zusammen, sonst lassen sie spitzdreieckige Felder zwischen einander frei, in denen nur hier und da wenige ungemein zarte Lamellen aufgefunden werden. Am Innenrande der Streifen ragen die feinen Spitzen der Lamellen etwas vor und biegen sich nach dem Centrum der Schnitte leicht um. Durch ihre Form geben sich die Lamellenstreifen als die zu den $M(010)$-Flächen gehörigen Anwachskegel der Anorthoklaskerne zu erkennen. Die gewöhnlichen Anorthoklaslamellen fehlen hier entweder ganz oder treten doch sehr stark zurück.

In Schnitten und Spaltblättchen $\parallel(010)$ bilden die Lamellen mit der Kante P: M einen Winkel von — 79° und fallen mit der Richtung der mittleren Elasticitätsaxe b fast genau zusammen. Sie sind daher in die Anorthoklaskrystalle nach der Fläche eines sehr steilen Makrodomas eingewachsen, ähnlich wie es für die perthitische Verwachsung von Orthoklas und Albit bezeichnend ist, wo der entsprechende Winkel $001 : \bar{8}01$ zu 72° angegeben wird. Es läge demnach in unserem Falle eine besondere Art von Mikroperthit vor, da die Lamellen nicht dem Albit, sondern, wie ihre schwache Lichtbrechung andeutet, wahrscheinlich dem Sanidin angehören. Daher mag es vielleicht auch kommen, dass der charakteristische Winkel etwas grösser ist als in den Albitmikroperthiten.

In sehr wenigen Anorthoklasen besteht die Mitte des Kernes aus einer anderen triklinen Feldspathsubstanz, welche durch eine etwas höhere Lichtbrechung und stärkere Doppelbrechung ausgezeichnet ist. Sie grenzt sich von der Anorthoklassubstanz deutlich ab, erscheint scharf gezackt und von breiten Zwillingslamellen (nach dem Albitgesetz) durchzogen, so dass die Annahme gerechtfertigt erscheint, dieser centrale Theil sei ein Plagioklas, welcher der ältesten Ausscheidung des Magmas angehöre, die nachträglich bis auf geringe Reste wieder resorbirt worden sei.

Mitunter sind die Anorthoklase nach dem Karlsbader, sehr selten nach dem Manebacher Gesetz verzwillingt.

Recht häufig ist jene „garben- oder büschelförmige Verwachsung" mehrerer bis vieler Anorthoklase, welche G. A. Sauer[1]) aus einem Phonolith der Canarischen Inseln beschrieben hat. Ich fand, dass meist ein grösseres Hauptindividuum vorhanden ist, an dessen etwas

[1]) G. A. Sauer, Untersuchungen über phonolithische Gesteine der Canarischen Inseln. — Inaug.-Dissert. 1876, pag. 6.

Digitized by Google

verengter Mitte die kleineren Individuen in nicht allzuschräger Richtung sich anheften und auf der anderen Seite fortsetzen, wodurch am Durchkreuzungspunkte eine „taillenartige Einschnürung" des Krystallbündels zu Stande kommt.

Ein leistenförmiger Schnitt von Anorthoklas mit schöner perthitischer Streifung war in drei Theile zerbrochen, die gegen einander merklich verschoben waren. Die Bruchstücke waren durch ungestreifte homogene Feldspathsubstanz, wie sie der Hülle eigen ist, wieder zu einem Ganzen verkittet.

Die gewöhnlichste Art von Einschlüssen des Anorthoklaskernes sind farblose, oft zerstückte Nädelchen, welche ordnungslos gegenüber den Umrissen des Wirthes eingelagert sind; ihrem optischen Verhalten nach dürften sie dem Apatit zugehören. Recht häufig ist auch Nephelin als Einschluss vorhanden, Nosean nur in einem einzigen Präparate unter vielen. Glaseinschlüsse fehlen bestimmt: sie werden hier gelegentlich durch Schwärme von Gasporen der verschiedensten Grösse vertreten, die sich auf die Mitte des Kernes beschränken.

Charakteristisch für die Sanidinhülle der Anorthoklaskrystalle sind die zahlreichen rundlichen Glaseinschlüsse mit ihren winzigen Gasbläschen an der Grenze zwischen Kern und Hülle reichern sie sich besonders stark an. Ausserdem trifft man hier noch Nephelinkrystalle und Individuen von Aegirin und jenem noch zu besprechenden Mineral als Einschlüsse.

Wie in allen typischen Nephelinphonolithen sind auch in unserem Gestein keine Einsprenglinge der Augitgruppe, sowie von Magnetit und Titanit vorhanden; die beiden letzteren Minerale sucht man auch in der Grundmasse vergebens.

An der Zusammensetzung der Grundmasse betheiligen sich in hervorragender Weise kleine Sanidinkryställchen; sie machen schätzungsweise etwa Dreiviertel der Grundmasse aus. In Schliffen parallel der Absonderung des Gesteins zeigen sie die Gestalt kleiner bis sehr kleiner Täfelchen ohne bestimmte Umrisse, in jeder hiezu senkrechten Richtung getroffen, stellen sie sich als zarte Leisten dar, welche durch ihre annähernd parallele Lagerung den Eindruck der Mikrofluctuationsstructur in ausgezeichneter Weise hervorrufen. Unter den Feldspathleisten überwiegen die sehr kleinen die grösseren bedeutend an Zahl. Die letzteren erweisen sich häufig als Zwillinge

Digitized by Google

nach dem Karlsbader Gesetz; sie beherbergen gern grössere Glaseinschlüsse, ein Umstand, welcher darauf hindeutet, dass sie zu gleicher Zeit wie die Hülle der Anorthoklase aus dem Magma abgeschieden wurden. Die kleinen Sanidine sind meist frei von Glaseinschlüssen. Wo die Feldspathe der Grundmasse dicht geschart an einander liegen, wird zwischen ihnen ein zartes Glashäutchen sichtbar, das in den kleinen Zwischenräumen zu winzigen Lacunen anschwillt. Diese Glasbasis ist hell und durchsichtig und besitzt ebenso wie die Glaseinschlüsse der Feldspathe einen Stich in's Röthliche.

Als Bestandtheil der Grundmasse kommt nach dem Sanidin an Menge zunächst der Nephelin von gewöhnlicher Form. Er ist ausgezeichnet durch seine Frische und birgt nur wenige Glaseinschlüsse. Seine Individuen sind immer nur klein und ihre Grössenunterschiede gering.

Jener Gemengtheil der Grundmasse, welcher dem Gestein die grüne Färbung verleiht, ist der Aegirin. Seine Individuen sind stets nur unvollkommen entwickelt. Wie bereits oben hervorgehoben wurde, sind sie im Gesteinsgewebe nicht gleichmässig vertheilt, sondern bilden fleckenweise Anreicherungen. Sind die Individuen etwas grösser (N-Seite des Berges), so ordnen sie sich zu Reihen, welche zu strahligen Büscheln zusammentreten. Gewöhnlich aber sinken sie zu winzigen Dimensionen herab und füllen blos die Lücken zwischen den Sanidinleisten und Nephelinkrystallen aus. Für letztere zeigt der Aegirin eine gewisse Vorliebe, und indem er sich um dieselben etwas reichlicher ansammelt, heben sich ihre quadratischen und sechsseitigen Querschnitte in der Grundmasse deutlicher ab.

Als ein sehr seltener Gast ist der Nosean zu bezeichnen. Seine Vertheilung im Gestein ist für ihn als accessorischen Gemengtheil sehr bezeichnend; von mehr als 30 Präparaten war er blos in zweien zu entdecken, dafür aber gleich in grösserer Anzahl, und zwar sowohl in der Grundmasse, wie auch als Einschluss in den Anorthoklaseinsprenglingen. Durch einfaches Glühen des Schliffes nahmen sie eine schöne ultramarinblaue Färbung an, wobei sich das bestäubte Innere weit intensiver färbte als der helle Rand.

Endlich ist in der Grundmasse noch ein Mineral recht reichlich vorhanden, das sich mit keinem der bisher bekannt gewordenen identificiren lässt, und für welches ich nach seinem ersten Fundorte den Namen Hainit vorschlage. Auf dasselbe wurde Prof. Dr. F. Becke

Digitized by Google

in einem probeweise hergestellten Dünnschliffe zuerst aufmerksam. Im folgenden sollen nun die Eigenschaften des neuen Minerales, soweit sich dieselben bis jetzt eruiren liessen, beschrieben werden.

Hainit.

In der Grundmasse des Nephelinphonolith vom Hohen Hain erscheint das Mineral in Gestalt farbloser, stark lichtbrechender, doch ziemlich schwach doppelbrechender Nädelchen und Plättchen. Letztere sind stark ausgezackt und vielfach durchlöchert, so dass sie ein schwammiges oder netzartiges Aussehen besitzen. Ebenso wie die Nädelchen treten die Plättchen zu Büscheln zusammen, die sich der Fluidalstructur einordnen. Diese unvollkommenen Individuen sind meist so wenig compact, dass sie auch an den dünnsten Stellen kaum durch den Schliff hindurchreichen, ein Umstand, welcher für das Studium der optischen Eigenschaften des Minerals recht misslich ist. Wenn auch in jedem Dünnschliffe des Gesteins einige Büschel sichtbar sind, so ist seine Menge wegen der Zartheit der Individuen im ganzen und grossen doch eine geringe.

Glücklicherweise kommt der Hainit in diesem Phonolith auch in grösseren, schön entwickelten Kryställchen vor, und zwar auf den Aegirinäderchen und anderen, noch ausführlicher zu behandelnden Drusenräumen. Um das Mineral zu isoliren, wurden solche Drusenräume abgebaut, gepulvert und die erhaltenen Körnchen im Scheidetrichter mittelst Methylenjodid nach ihrem specifischen Gewichte gesondert. Aus der Flüssigkeit von der Dichte 3·230 fiel der Aegirin allein aus; als die Verdünnung so weit gebracht war, dass der Indicator 3·047 eben noch oben schwamm, wurde eine Fällung erhalten, in der das Mineral in reinen Individuen stark angereichert war. Blos die nächste Fällung enthielt noch einzelne winzige Splitter von Hainit. Ausser diesem Materiale wurde noch einiges andere auf einfacherem Wege gewonnen. Beim Zerschlagen der Phonolithblöcke kamen mitunter enge, von pulverigen Zersetzungsproducten erfüllte Drusenräume zum Vorschein. In der herausgenommenen mulmigen Füllung wurden mit Hilfe des Mikroskops Bruchstücke von Hainitkryställchen sichtbar, die auf leichte Weise ausgeklaubt werden konnten. Diese leider nur sehr geringe Menge (wenige Milligramm) von Material diente zur Bestimmung der hauptsächlichsten physikalischen und chemischen Eigenschaften.

Digitized by Google

Die Kryställchen der Drusenräume besitzen stets die Form dünner Nadeln; die grössten werden circa 1 Millimeter lang und höchstens einige Hundertel Millimeter breit. Auf Grund ihres optischen Verhaltens gehören sie unzweifelhaft dem triklinen Krystallsystem an. Seitlich sind die Nädelchen meist nur von zwei sehr ebenen Flächenpaaren begrenzt, das eine hievon ist immer etwas breiter, häufig mehr als doppelt so breit als das andere. An dem best messbaren Krystalle bildeten sie die Winkel von 78° 14′ und 101° 46′ miteinander. Zuweilen kommt noch ein sehr schmales Flächenpaar hinzu, das die scharfe Kante zwischen den beiden anderen abstumpft, und dessen Neigung gegen das schmälere Flächenpaar im Mittel zu ungefähr $31^1/_2{}^0$ gefunden wurde. Die Flächen der grösseren Kryställchen gaben im Fuess'schen Goniometer mit verkleinerndem Ocular δ noch brauchbare Reflexe, nur auf die Reflexe der schmalen Abstumpfungsflächen war die Einstellung wegen zu geringer Helligkeit recht misslich und ungenau.

An keiner einzigen Nadel war eine krystallographische Endigung ausgeprägt, weder an den isolirten, noch an den in den Dünnschliffen sichtbaren. Dies rührt davon her, weil die Kryställchen in den Drusenräumen stets von einer Wandung zur gegenüberliegenden sich fortsetzen und Strebepfeilern vergleichbar in die Höhlungen eingekeilt erscheinen.

Von den Krystallflächen wollen wir die breitesten als die Form a (100) und die etwas schmäleren als b (010) auffassen; die sehr schmalen würden demnach als ein Prisma m $(hk0)$ zu deuten sein. Die gemessenen Winkel sind:

$$a : b = 100 : 010 = 78° 14′$$
$$b : m = 010 : hk0 = 31° 30′ \text{ (annähernd)}.$$

Einfache Berührungszwillinge nach dem Gesetze: Zwillingsebene ist die Fläche a(100), sind keine seltene Erscheinung; die Fläche a(100) ist zugleich Verwachsungsebene, und beide Individuen sind von gleicher Grösse. Der einspringende Winkel der b(010)-Flächen würde mit Zugrundelegung des Wertes 78° 14′, 23° 32′ betragen, an den allerdings kleinen und unvollkommenen Zwillingskrystallen wurde jedoch mit dem Reflexionsgoniometer nur ein Wert von etwa $22^1/_2{}^0$ gefunden.

Der Hainit ist spaltbar, wie aus den Querschnitten der Dünnschliffe zu entnehmen ist, und zwar geht eine ziemlich vollkommene

Digitized by Google

Spaltrichtung $//b(010)$; nur sehr selten war eine zweite Spaltbarkeit $//a(100)$ durch vereinzelte Risse angedeutet. An den abgebrochenen Kryställchen werden unebene, etwas muschlige Bruchflächen an den Enden sichtbar.

Die Nadeln sind spröd; sie ritzen Fluorit noch deutlich, Apatit unmerklich, Glas gar nicht. Ihre Härte ist daher etwa 5.

Zur Bestimmung des specifischen Gewichtes wurden 3 Nädelchen verwendet; sie schwebten in Methylenjodid von der Dichte 3·184.

Die Farbe der durchsichtigen Kryställchen ist hell weingelb, von der Spitze gesehen honiggelb. Ihr Glanz ist ein starker Glasglanz, diamantartig.

Der Hainit ist optisch positiv; sein scheinbarer Axenwinkel ist gross, liess sich aber nicht messen, da die Hyperbeln in der 45°-Stellung bereits ausserhalb des Gesichtsfeldes liegen. Die Ebene der optischen Axen steht nahezu senkrecht auf $b(010)$ und ist geneigt zu den Flächen $a(100)$. Die I. Mittellinie tritt anscheinend normal auf $b(010)$ aus, um dieselbe ist die Dispersion stark $\rho > v$, wie der intensiv blaue Saum an der concaven Seite, der braune am Scheitel der Hyperbeln anzeigt. In einem rhombisch gestalteten Schnitte senkrecht zur Verticalaxe (Fig. 1) erblickte man die II., negative Bisectrix fast in der Mitte des Gesichtsfeldes. An den isolirten Nadeln lässt die breitere Fläche $a(100)$ die optische Normale austreten und löscht gerade aus, die Fläche $b(010)$ hat schiefe Auslöschung, und zwar bildet die Schwingungsrichtung a mit der Kante 010 : 100 einen Winkel von 4° (Fig. 2). Vollständige Dunkelheit ist auf dieser Fläche bei Tageslicht nicht erreichbar, sondern nur ein tiefes Blau. Eine versteckte Zwillingsbildung ist kaum schuld daran, vielleicht die starke Dispersion? In dem rhombisch gestalteten Querschnitte, auf welchem die negative Mittellinie ziemlich central austritt, nähert sich die Schwingungsrichtung c in ihrem Verlauf der

Fig. 1.

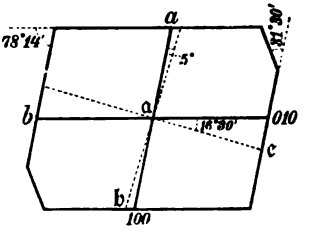
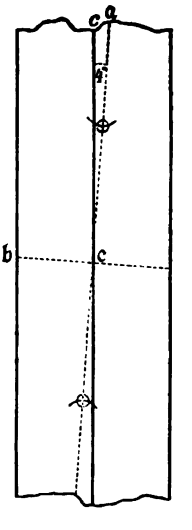


Fig. 2.



Digitized by Google

kürzeren Diagonale und schliesst mit der Trace von $a(100)$ den Winkel von 16·5° ein. Da nun die Ebene der optischen Axen bezüglich der Umrisse beider Schnitte, welche die Mittellinien central (oder doch nahezu central) austreten lassen, asymmetrisch gelegen ist, kann der Hainit nur dem triklinen Krystallsystem angehören. Die Lage der Elasticitätsaxen bringt es mit sich, dass die leistenförmigen Schnitte aus der Verticalzone stets a in der Längsrichtung haben.

Die Lichtbrechung ist recht beträchtlich, wohl noch ein wenig höher als beim Apatit, also gegen 1·7. Die Doppelbrechung ist gering, etwas bedeutender als beim Sanidin, $\gamma - \alpha$ etwa 0·012. In den Dünnschliffen gehen die Interferenzfarben nicht über das Roth I. Ordnung hinaus, an den isolirten Nadeln selten bis zum Blaugrün II Ordnung, gewöhnlich zeigt sich nur das Gelb I. Ordnung.

Ein geringer Grad von Pleochroismus ist vorhanden; ich fand c = blass weingelb, b = noch heller weingelb, a = farblos; $c > b > a$.

Da das aufgebrachte Material zu einer quantitativen chemischen Analyse beiweitem nicht ausreichte, so wurden nur einige qualitative mikrochemische Prüfungen vorgenommen. Die Bořicky'sche Probe ergab typische Kryställchen von Kieselfluornatrium (optisch negativ) und Kieselfluorcalcium. Nach dem Behrens'schen Verfahren konnte die Anwesenheit von Spuren von *K* und *Fe*, das Fehlen von *Mg* und *Al* sichergestellt werden. In der Phosphorsalzperle wurde *Ti* nachgewiesen, und in der Sodaperle schieden sich äusserst winzige tetragonale Wachsthumsformen von ZrO_2 ab. Es ist demnach der Hainit jedenfalls ein Silicat, in welchem die Elemente *Na*, *Ca*, *Ti*, *Zr* reichlicher enthalten sind. Auf Fluor wurde nicht geprüft. Durch Erhitzen einiger Bruchstücke im Kölbchen wurde kein Wasserbeschlag sichtbar und das Mineral erlitt dabei keinerlei Veränderung.

In der Flamme des Bunsenbrenners wird an den Nädelchen ein etwas blasiges gelbliches Köpfchen angeschmolzen. Von concentrirter *HCl* und *HF* wird das Mineral leicht und vollständig gelöst, von concentrirter H_2SO_4 hingegen nur sehr schwer angegriffen. Leicht löslich ist es aber in verdünnter H_2SO_4; bei einem gewissen Concentrationsgrade derselben bedeckt es sich mit einem Filz von Gypskryställchen und zarten hexagonalen Säulchen, die sich optisch positiv verhalten. Solche hexagonale, optisch positive Kryställchen, aber in weit grösserer Menge, bildeten sich auch bei

Digitized by Google

Behandlung der cerhaltigen Minerale Rinkit und Cerit mittelst verdünnter Schwefelsäure; sie gehören vielleicht einem Ceriumsulfat an. Wenn diese Vermuthung richtig ist, so würde auch der Hainit Spuren von den Elementen der Cergruppe enthalten, trotzdem es mir nicht gelingen wollte, ihre Anwesenheit durch Fällung mit Oxalsäure aus der Lösung des Minerals nachzuweisen.

Das Vorkommen des Hainit in frischen Individuen auf den ausgelaugten Drusenräumen spricht für eine ziemliche Widerstandsfähigkeit gegenüber den zersetzenden Einwirkungen der Atmosphärilien. Als Verwitterungsproduct von Hainit ist wohl jene dunkelbraune Substanz zu deuten, welche in etwas zersetzten Drusenräumen der Gesteinsdünnschliffe auf Hainitkryställchen beobachtet wurde.

Was die Verbreitung des Minerals anbelangt, so scheint es auf gewisse Phonolithe beschränkt zu sein. Ausser im Nephelinphonolith vom Hohen Hain fand ich es noch in einer Zahl anderer Phonolithe Böhmens, so in den nephelinreichen Phonolithen des Sellnitzberges und Borschen bei Bilin, des Brüxer Schlossberges und Spitzberges bei Brüx, dann in den trachytoiden Phonolithen vom Hohen Hain, vom Geiersberge bei Friedland und Tannenberge bei Kreibitz. Zweifellos wird es noch in vielen anderen derartigen Gesteinen bei einiger Aufmerksamkeit constatirt werden können. Als Bestandtheil der Grundmasse tritt der Hainit in Gestalt mehr oder minder zahlreicher, farbloser, maschiger Nadelbüschel auf, welche wegen ihrer Dünnheit und geringen Doppelbrechung bei gekreuzten Nicols der Beobachtung sich leicht entziehen. Massigere Individuen kommen stets nur auf den von Analcim erfüllten Lückenräumen vor, keiner der mir bekannt gewordenen Phonolithe erreicht jedoch bezüglich der Schönheit des Mineralvorkommens den Nephelinphonolith vom Hohen Hain.

Der Hainit ist innerhalb der Phonolithgesteine an keine bestimmte Mineralgesellschaft gebunden, auch den Magnetit, Titanit und die anderen gewöhnlichen accessorischen Gemengtheile scheut er nicht. Für sein Auftreten scheint eine nicht allzu geringe Menge von Nephelin allein massgebend zu sein. Vermöge seiner physikalischen und chemischen Eigenschaften, soweit dieselben bekannt sind, bekundet der Hainit eine nahe Verwandtschaft zu den fluorhältigen, titan- und zirkoniumreichen Silicaten der nordischen Eläolithsyenite, zum Rinkit, Mosandrit, Låvenit, Wöhlerit, Rosen-

Digitized by Google

Mineral	System	Habitus	Aehnliche ∢	Zwillingsebene	Spaltbarkeit	Specifisch. Gewicht	Mittlerer Brechungsexponent	Opt. Achsenebene	Opt. Charakter Doppelbrechung	Dispersion
Rinkit	monoklin	Säulen u. Tafeln nach c	$100:101=78°17'$	// 100 mit Streifung	// 100	3·5	1·66	⊥010	+ klein	$\rho < v$
Mosandrit	„	Lineale nach c	$210:2\bar{1}0=78°2'$	// 100 mit Streifung	// 100	2·93—3·03	1·65	// 010	+ 0·012	stark
Låvenit	„	Säulen nach c	—	// 100	// 100	3·5	1·75	// 010	— circa 0·03	schwach
Wöhlerit	„	Tafeln nach b	$100:021=78°37'$	// 100 mit Streifung	// 010	3·4	1·7	⊥010	— 0·026	$\rho < v$ stark
Rosenbuschit . . .	„	Nadeln nach b	$100:001=78°13'$ $100:20\bar{1}=33°40'$	(?)	// 001 // 100	3·3	1·65 circa	⊥010	— 0·026	(?)
Hainit	triklin	Nadeln nach c	$100:010=78°14'$ $010:hko=31\frac{1}{2}°$	// 100 ohne Streifung	// 100	3·18	1·7 circa	⊥010 und schief zu 100	+ circa 0·012	$\rho > v$ stark
Hjortdahlit	„	Lineale nach c	—	$\perp c$ mit Streifung	// c	3·26	1·7	// $\bar{1}\bar{1}1$	+ circa 0·012	(?)

Digitized by Google

buschit und Hjortdahlit. Seine Verwandtschaftsbeziehungen zu den genannten Mineralen finden wohl auch schon darin ihren Ausdruck, dass er als accessorischer Gemengtheil solcher Gesteine auftritt, welche mit den Eläolithsyeniten in chemischer Hinsicht so innig verknüpft sind. Zur Erleichterung der Uebersicht über die Aehnlichkeit und Verschiedenheit des Hainit in seinen wichtigsten physikalischen Eigenschaften mit den erwähnten Mineralen soll die beigegebene Tabelle dienen.

Als fremdartige Einschlüsse dieses Gesteins können zwei abgerundete Zirkonkörner gelten, welche ich in meinen Dünnschliffen auffand. Das Grössere, dessen Inneres von Sprüngen durchsetzt ist, lässt einen annähernd quadratischen Umriss von 0·1 Millimeter Seitenlänge erkennen. Die Untersuchung im convergent polarisirten Licht ergab das Axenbild eines optisch einaxigen positiven Minerales; im Gesichtsfelde waren zwei Axenringe sichtbar. Die starke Doppelbrechung und der ausserordentlich hohe Brechungsexponent des Minerals verweisen auf Zirkon.

An dem grösseren Korne haftet ein Kranz rhomboidischer, untereinander parallel gestellter Nädelchen, welche farblos sind und eine starke Lichtbrechung, aber schwache Doppelbrechung besitzen. Sie scheinen eine Art von Resorptionshof darzustellen. Auf Grund des optischen Verhaltens der Nadeln darf man wohl vermuthen, dass sie dem Hainit angehören, was nach seinem Zirkongehalt nicht unwahrscheinlich ist, zumal ganz ähnliche Nädelchen, die man ihrem Aussehen nach für Hainit halten muss, in der Umgebung der Zirkonkörner angereichert sind.

Die Drusenräume.

Eine besondere Eigenart des Gesteins ist die feindrusige Beschaffenheit, welche sonst für die trachytoiden Phonolithe so charakteristisch ist. In den Dünnschliffen stellen sich die Drusenräume als enge, langgestreckte Lücken im Gesteinsgewebe dar; oft können sie von einem Ende des Präparates zum anderen verfolgt werden und verlaufen in einigen Biegungen parallel oder schräge zur Absonderung. Von besonderer Schönheit und Grösse sind sie im Gestein vom Bergesgipfel, wo sie mit freiem Auge sichtbar werden. Die grössten lassen sich senkrecht zur Gesteinsabsonderung mehrere Decimeter weit verfolgen. Nach ihnen lassen sich die Blöcke leicht trennen. Sowohl

Digitized by Google

die mikroskopischen, wie auch die makroskopischen Drusenräume beherbergen verschiedene Minerale, die es hier zu verhältnismässig grossen Krystallen bringen, für welche der Analcim das Einbettungsmaterial abgibt, indem er den noch übrigen Raum vollständig erfüllt. Nach dem Glühen der Präparate sind die aus Analcimsubstanz bestehenden Partien schwach doppelbrechend und erscheinen von zahlreichen Sprüngen unregelmässig durchsetzt.

Recht häufig sind auf den Drusenräumen farblose, vollkommen einschlussfreie Kryställchen eines Feldspathes sichtbar. Es sind sechsseitige dünne Tafeln, welche in der Regel der Wandung nur lose aufsitzen, seltener streben sie von einer Wandung zur anderen. Es gelang, eine Anzahl dieser Feldspathtäfelchen behufs einer genaueren Prüfung zu isoliren, und zwar gewann ich sie auf bequeme Weise aus eben denselben ausgelaugten Drusenräumen, welche Kryställchen von Hainit geliefert hatten. Die Feldspathkryställchen sind höchstens 0·5 Millimeter gross und bieten, wie aus den ebenen Winkeln der Umrisse zu entnehmen ist, die Combination $M(010) . P(001) . x(\bar{1}01) . lT(110)$ dar; bisweilen ist auch $y(\bar{2}01)$ durch kleine Flächen vertreten. Sie sind nach $M(010)$ dünntafelig entwickelt, die Kanten von (001), ($\bar{1}01$) und (110) schwanken bei verschiedenen Individuen etwas an Grösse. Der Winkel $P:x = 001:\bar{1}01$ konnte unter dem Mikroskope recht scharf zu 52° gemessen werden, ein Wert, welcher auf Albit hinweist. Die Bestimmung der Auslöschungsschiefe $a:\mathfrak{a}$ auf $M(010)$ eines Kryställchens ergab den für Albit charakteristischen Wert von + 19°. Alle übrigen darauf untersuchten Täfelchen besassen eine zur Verticalaxe parallele, aber unvollständige Auslöschung, was darin seinen Grund hat, dass dieselben Zwillinge nach dem Karlsbader Gesetz und an der Fläche $M(010)$ verwachsen sind, wie die Betrachtung sehr zahlreicher, in den Drusenräumen der Gesteinsdünnschliffe enthaltenen schmalen Feldspathleisten lehrt.

Jenes Kryställchen, welches eine Bestimmung der Auslöschungsschiefe auf $M(010)$ zuliess, erwies sich ebenfalls als ein Karlsbader Zwilling, jedoch mit (100) als Verwachsungsebene. Wie man bei gekreuzten Nicols erkennen kann, verläuft die Zwillingsgrenze sehr scharf, und die Elasticitätsaxe $\mathfrak{b}$ bildet mit ihr jederseits einen Winkel von circa 3°.

Auch eine Probe bezüglich des specifischen Gewichtes wurde an vier Kryställchen (Karlsbader Zwillingen gewöhnlicher Ausbildung)

Digitized by Google

vorgenommen. Sie schwebten in Methylenjodid, dessen Dichte 2·628 betrug. Es kann demnach als eine bewiesene Thatsache gelten, dass alle in den Drusenräumen dieses Nephelinphonolith enthaltenen einschlussfreien Feldspathtäfelchen dem Albit angehören.

Solche glashelle Feldspathtäfelchen, frei von jeglichem Einschluss, fand auch J. E. Hibsch[1]) in den von Analcim erfüllten Hohlräumen einiger trachytischer Phonolithe des böhmischen Mittelgebirges. Eines hievon, das sehr günstig gelagert war, bot wesentlich dieselbe krystallographische Begrenzung dar wie unsere und verhielt sich nach der Auslöschungsschiefe auf $M(010)$ wie Albit. Es ist demnach nicht unwahrscheinlich, dass auch die glashellen Feldspathtäfelchen innerhalb der Drusenräume der trachytischen Phonolithe dem Albit angehören.

Fast ebenso verbreitet wie der Albit auf den Drusenräumen unseres Gesteins sind die nadelförmigen Kryställchen von Hainit: die Dimensionen der letzteren unterliegen ausserordentlichen Schwankungen, doch besitzen sie stets eine schön idiomorphe Begrenzung. Es wurde schon betont, dass die eigenthümliche Art, in welcher sie den Wandungen aufgewachsen sind, eine krystallographische Endigung nicht zulässt.

Auf den meisten und insbesondere den engen mikroskopischen Drusenräumen ist der Aegirin entschieden vorherrschend. Oft tritt er in so reichlicher Menge auf, dass auch für den Analcim kein Raum mehr bleibt und nur noch einzelne Kryställchen von Albit und Hainit, in Aegirin eingebettet, sichtbar werden. Wie bereits erwähnt wurde, sind es solche Aegirinanreicherungen, welche zur Entstehung der am Gestein sichtbaren schwarzen Aederchen Anlass geben. Aus der Betrachtung vieler Präparate geht hervor, dass die Aederchen mit ganz besonderer Vorliebe innerhalb der grünen ägirinreichen Flecken der Grundmasse hinziehen, während da, wo die Drusenräume ägirinfreie Partien der Schliffe durchziehen, der Aegirin fast ganz fehlt und Albit und Hainit in den Vordergrund treten. Soweit die Aegirinäderchen im Bereich der grünen Flecken der Grundmasse verlaufen, erscheint diese in ihrer unmittelbaren Umgebung ausgebleicht, indem zu beiden Seiten der Aederchen ägirinärmere Zonen sichtbar werden. Nach der Anwesenheit der hellen Streifen

[1]) J. E. Hibsch, Ueber einige minder bekannte Eruptivgesteine des böhmischen Mittelgebirges. — Diese Mitth. 1888, Bd. IX, pag. 250.

Digitized by Google

gewinnt es den Anschein, als ob die Aegirinäderchen durch den Vorgang der „Lateralsecretion" sich gebildet hätten, wobei die nächstgelegenen ägirinreichen Theile der Grundmasse das Material geliefert hätten.

Nur wo die Aegirine vereinzelt in den Drusenräumen sitzen, haben sie es zu einer theilweisen krystallographischen Ausbildung gebracht. In den Aegirinäderchen sind sie stets, gleich den Hainitnadeln, von einer Wandung mehr oder minder schräg zur gegenüberliegenden ausgespannt und liegen überdies mit anderen Individuen ihrer Art, ferner mit Albit- und Hainitkryställchen so dicht zusammengepackt, dass sie in ihrer Formentfaltung völlig gehemmt waren. Dass hier Aegirin vorliegt, wird durch den beobachteten kleinen Auslöschungswinkel $c : a$ und die Farben des Pleochroismus wahrscheinlich gemacht (a = bläulichgrün, b = grasgrün, c = bräunlich olivengrün). Von besonderer Bedeutung ist jedoch der Umstand, dass auch in den Drusenräumen der weiter unten zu besprechenden trachytoiden Phonolithe grössere Individuen eines augitischen Minerals auftreten, die nach ihrer Gestalt und ihrem optischen Verhalten unzweifelhaft als Aegirin gekennzeichnet sind.

Ziemlich selten werden innerhalb der Drusenräume grössere Nephelinkrystalle angetroffen, welche der Wandung nur ganz lose anhaften. Parallel der Hauptaxe sind ihnen Aegirinmikrolithen eingelagert. Endlich sieht man hier noch sehr vereinzelte, rhombisch gestaltete Querschnitte eines farblosen, schwach doppelbrechenden Minerals, dessen Brechungsexponent dem der Feldspathe nahekommt. Man hat es in ihnen wohl mit Chabasitrhomboedern zu thun, wofür auch die in einem Falle beobachtete Zwillingsbildung spricht.

Als Merkwürdigkeit mag noch erwähnt werden, dass auf einem Drusenraume eine Schaar von Noseanen mit unvollkommener krystallographischer Begrenzung zwischen ein Gewirr von Albitleisten Hainit- und Aegirinindividuen eingeklemmt ist. Durch ihre Aegirin- und Hainiteinschlüsse bekunden diese Noseane ein entschieden sehr junges Alter; sie repräsentiren offenbar eine zweite Noseangeneration unseres Gesteines.

Die häufigsten Drusenminerale, der Albit, Hainit und Aegirin, stehen in einem solchen Verhältnis zu einander, dass man hieraus einen Schluss auf ihre Altersfolge (Succession) ziehen kann. Die älteste Ansiedlung auf den Drusenräumen stellt der Albit dar, weil

Digitized by Google

er seinen Begleitern gegenüber stets idiomorph entwickelt ist. Etwas später fand sich der Hainit ein, welcher wohl dem Aegirin gegenüber stets idiomorph ist, während die Albitblättchen häufig in ihn eindringen oder ihn ganz durchschneiden. In Hainitkrystalle eingedrungene Enden von Albitleisten schärfen sich schwach keilförmig zu, verlaufen aber ausserhalb derselben in gleichmässiger Breite, ein Umstand, welcher beweist, dass das Wachsthum beider Minerale zum Theil noch gleichzeitig vor sich gegangen ist. Später als diese beiden hat sich der Aegirin eingestellt, da er jenen gegenüber immer nur allotriomorph erscheint und die zwischen ihnen freigebliebenen Lücken für sich in Anspruch nimmt. Auf den Aegirinäderchen, wo der Aegirin bedeutend vorwaltet, sehen seine Aggregate, von einzelnen farblosen Albitleisten kreuz und quer durchsetzt, wie zerhackt aus. Da auch einmal ein Aegirineinschluss im Hainit beobachtet wurde, so kann auch die Bildung dieser Minerale nicht in ganz getrennten Zeiträumen erfolgt sein. Bezüglich des Nephelin und Nosean (II. Generation) liegen keine so bestimmten Anhaltspunkte vor. Als letztes Glied der Reihe ist offenbar der Analcim zu betrachten, denn er stellt blos die Füllung der Lücken dar, und aus diesem Grunde hat er es auch zu keiner krystallographischen Begrenzung bringen können. Seine Masse wird an solchen Stellen bedeutend, wo die Drusenräume innerhalb ägirinfreier Partien der Grundmasse sich etwas mehr erweitern. Die Bildung des Chabasit ging wohl der des Analcim unmittelbar voraus.

Für die Beurtheilung der Drusenräume des Gesteins ist es von Wichtigkeit, dass, von den beiden Zeolithen abgesehen, die Drusenminerale (Aegirin, Hainit, Nephelin und Nosean) auch in der Grundmasse vorhanden sind. Ob der Albit nur auf den Drusenräumen oder, was nicht so ganz unwahrscheinlich ist, ebenfalls als Bestandtheil der Grundmasse vorkommt, war auf optischem Wege nicht mit Sicherheit zu entscheiden. Das gleichzeitige Auftreten von Mineralen in der Grundmasse und auf den Drusenräumen liefert den Beweis dafür, dass die Entstehung dieser Drusenräume und ihrer Minerale in eine sehr frühe Zeit anzusetzen ist, und dass sie mit den gewöhnlichen Vorgängen der Gesteinszersetzung keineswegs in Verbindung gebracht werden darf. Nach der Paragenesis der Minerale besteht zwischen den Drusenräumen und den von Brögger[1]) beschriebenen

[1]) W. C. Brögger, Die Mineralien der Syenitpegmatitgänge der südnorweg. Augit- und Nephelinsyenite. — Zeitschr. f. Kryst. 1890, Bd. XVI, pag. 148 ff.

Digitized by Google

Syenit-Pegmatitgängen eine gewisse Aehnlichkeit, welche freilich in der Verwandtschaft der Gesteine selbst zum Theil begründet ist. Gemeinsam sind ihnen Aegirin, Albit und Analcim, der Hainit vertritt seine nordischen Verwandten, der recht spärliche Nephelin den Eläolith. Wegen ihrer Erscheinungsweise könnte man die Drusenräume als mikroskopische Pegmatitgänge bezeichnen und man darf vermuthen, dass bei ihrer Bildung in mancher Hinsicht ähnliche Factoren im Spiele waren wie bei der Bildung der erwähnten nordischen Pegmatitgänge. Den Vorgang hiebei könnte man sich etwa folgendermassen denken. Vor der Eruption enthielt das Magma dieses Nephelinphonolith als einzige Ausscheidungen Krystalle von Anorthoklas und Nephelin. Während derselben und unmittelbar nachher krystallisirten aus dem flüssigen Magma noch einzelne Nepheline, dann der Sanidin (mit Albit?), der Hainit und zuletzt der Aegirin als Grundmassenbestandtheile heraus. Noch vor dem völligen Erstarren des Gesteins entstanden vielleicht durch stauchende Wirkungen feine Spalten und Klüfte, und zwar mit Vorliebe in der Richtung von Ansammlungen noch flüssigen, mit den „agents minéralisateurs" beladenen Magmas. Endlich beginnt auch dieses an schwer krystallisirenden Verbindungen reiche Magma Krystalle auf den Klüften abzuscheiden, und so entstanden die Drusenminerale, der Albit, Hainit, Aegirin, Nephelin und Nosean. Das Material zur Bildung von Aegirin scheint zum grossen Theil durch hydrochemische Processe herbeigeschafft worden zu sein, eine Annahme, welche durch das Vorhandensein der erwähnten hellen „Salbänder" zu beiden Seiten der Aegirinäderchen besonders an Wahrscheinlichkeit gewinnt. Die Individuen von Hainit hingegen werden (ihren F-Gehalt vorausgesetzt) wohl dem Eingreifen pneumatolytischer Processe ihre Entstehung verdanken, ähnlich wie dies von den verwandten Mineralen der nordischen Syenit-Pegmatitgänge vermuthet wird. Als die Bedingungen zum Wachsthum der genannten Minerale aufgehört hatten, nahm bei bereits ziemlich vorgeschrittener Abkühlung des Gesteins die Periode der Zeolithbildung ihren Anfang. Jetzt waren nur noch hydrochemische Vorgänge allein thätig, welche die noch offenen Stellen der Drusenräume durch Absetzen von (Chabasit und) Analcimsubstanz ausfüllten. Das Material hiezu war vielleicht zum Theil in den Drusenräumen selbst noch vorhanden, zum Theil wurde es durch die Zersetzung anderer natronhältiger Silicate gewonnen.

Digitized by Google

Wenn wir auch über die Processe bei der Bildung der Drusenminerale nichts Bestimmtes aussagen können, so steht doch wohl soviel fest, dass sich dieselben in der letzten Phase der Gesteinsverfestigung abgespielt haben.

In einigen Blöcken, welche durch die Verwitterungsvorgänge stark gelitten hatten, waren auf den infolge von Auslaugung bedeutend erweiterten Absonderungsspalten als Neubildungen verschiedene Mineralarten sichtbar, unter denen die Zeolithe durch ihre Häufigkeit den ersten Platz einnehmen. Recht verbreitet ist der Analcim; er bildet etwa 2 Millimeter grosse, prächtig entwickelte Krystalle der Form (211), entweder vollkommen farblos oder schwach weingelb gefärbt. Mit breiter Basis sitzen sie den Wandungen auf, theils vereinzelt zwischen anderen Mineralen oder zu Drusen vereint. Sehr zahlreich ist auch der Phillipsit vertreten in Gestalt der bekannten Durchkreuzungszwillinge von rhombischem Aussehen. Häufig bilden sie Drusen und weisse Krusten. Die einzeln nebeneinander sitzenden wasserklaren Krystalle werden bis 2 Millimeter lang. Von Chabasit finden sich nur wenige, etwa 1 Millimeter grosse farblose oder weisslich trübe Rhomboeder zu kleinen Gruppen vereint vor; auch Zwillinge wurden beobachtet. Ein etwa 1 Centimeter langes, garbenförmiges Aggregat und mehrere strahlige Büschel eines farblosen Zeolithes liessen sich auf optischem Wege als Comptonit bestimmen.

Der Calcit erfüllt stellenweise die Spalträume in der Form von etwa 1 Quadratcentimeter grossen und 1—2 Millimeter dicken glashellen Individuen, welche keine Krystallform, sondern blos eine durchgehende rhomboedrische Spaltbarkeit erkennen lassen. Er ist häufig wieder verdrängt worden. Die eine Art der Verdrängung geschieht durch Eisenoxydhydrat, das sich massenhaft darauf niederschlägt, während der Calcit gelöst wird und die übrig bleibenden Reste stark zernagt erscheinen, ein einfacher Vorgang, hervorgerufen durch Eisencarbonatlösungen, welche das erforderliche Fe_2O_3 aus der Zersetzung der Aegirine beziehen. Auf die andere Art der Verdrängung oder wohl richtiger Umwandlung weisen gewisse Pseudomorphosen hin. Sie haben die Umrisse eines Rhombus, der äussere Rindentheil besteht aus einem Aggregat farbloser Phillipsitkryställchen, innerhalb desselben ist eine weisstrübe, krustenartige

Digitized by Google

Füllung gelegen. Da man durch Abspalten dieser Calcitindividuen die Form der Pseudomorphosen erhalten kann und da auch ein durch natürliche Anätzung zerfressenes Calcitindividuum genau dieselben Umrisse darbot, so ist es sehr wahrscheinlich, dass man es hier mit Pseudomorphosen von Phillipsit nach Calcit zu thun hat.

Anflüge und dünne Krusten von Wad sind an den Wandungen der Hohlräume keine Seltenheit. Noch mag ausdrücklich betont werden, dass als Zersetzungsproduct dieses Nephelinphonolith weder makroskopisch, noch mikroskopisch eine Spur von Natrolith entdeckt werden konnte.

II. Die trachytoiden Phonolithe.

Der trachytoide Phonolith des Hohen Haines wird am Ostabhange oberflächlich abgebaut. Im frischen Zustande besitzt er eine grünlichgraue bis bläulichgraue Färbung. Das äusserst feinkörnige, etwas rauhe Gestein ist in grosse Platten abgesondert, die sich im Zustande vorgeschrittener Verwitterung mit dem Hammer in dünne Schiefer schlagen lassen. Mit freiem Auge sieht man spärliche, höchstens 5 Millimeter messende Feldspathtäfelchen porphyrisch aus der sehr feinkörnigen Grundmasse hervortreten, ferner zahlreiche schwarze Pünktchen (Augit und Magnetit) und nur selten einzelne, etwa 1 Millimeter lange schwarze Nädelchen (Augit- und Hornblendekryställchen). Der Bruch ist splitterig.

Der Phonolith vom Geiersberge erscheint in sehr frischen Stücken dunkel bläulichgrau gefärbt, im angewitterten Zustande lichter grünlichgrau. Sowohl die Feldspatheinsprenglinge als auch die schwarzen Nädelchen erlangen hier etwas grössere Dimensionen als im vorigen Falle. Das anstehende Gestein besitzt eine plattige Absonderung. Parallel der Absonderung ist der Bruch splitterig, senkrecht dazu grossmuschlig, jedoch nie so glatt wie beim Nephelinphonolith vom Hohen Hain. Das frischeste Material liefern ringsum von einer gelblichen Verwitterungsrinde bedeckte Platten, welche in grosser Zahl im diluvialen Sande des Berges eingebettet liegen.

Vom Phonolithe des Astberges war wegen Mangels an neuen Aufschlüssen kein frisches Material zu erlangen. Das anstehende Gestein ist durchwegs ziemlich stark verwittert und hat eine bräunlichgraue Färbung. Es ist plattenförmig abgesondert und äusserst feinkörnig. Die Feldspatheinsprenglinge erreichen nur selten ein Ausmass

Digitized by Google

von 3 Millimetern, sie sind sehr zahlreich und die Reflexe ihrer schmalen, annähernd parallel gestellten Spaltflächen erzeugen daher auf den Bruchflächen senkrecht zur Gesteinsabsonderung einen seidenartigen Schimmer. In der Grundmasse sieht man mit freiem Auge nur sehr spärliche schwarze Pünktchen, welche durch die Anwesenheit von Augitkryställchen hervorgerufen werden. An stark zersetzten und dadurch gelblich gefärbten Stücken des Gesteins treten 1 Quadratcentimeter und grössere rundliche Flecken durch ihre dunklere, bläulichgraue Färbung recht scharf hervor. Wie die mikroskopische Prüfung lehrt, stellen die dunklen Flecken nur minder zersetzte Partien des Gesteins dar, und die Erscheinung ist demnach derjenigen ähnlich, welche von einigen Feldspathphonolithen der Canarischen Inseln [1]) bekannt ist und zur Bezeichnung „gefleckte Phonolithe" Anlass gegeben hat.

Nachstehend mögen die Resultate der mikroskopischen Untersuchung der Dünnschliffe von diesen drei Gesteinsarten mitgetheilt werden.

Im folgenden sollen die 3 Phonolithvarietäten der Kürze wegen mit den Anfangsbuchstaben ihrer Fundorte durch *H*, *G* und *A* bezeichnet werden. Die mikroskopische Untersuchung lehrt, dass die Hauptmasse dieser Gesteine von Feldspathen gebildet wird, welche als Einsprenglinge und in der Grundmasse bedeutend vorwalten. Als weitere, allen gemeinsame Gemengtheile sind noch Nephelin, Titanit, Magnetit, Augite, Nosean, Apatit und Glas namhaft zu machen. Bei den Phonolithen *G* und *H* kommen hiezu noch Hainit und Einsprenglinge von brauner Hornblende, sie fehlen beide im Phonolith *A*. — Wenn auch die grösseren, aus der Grundmasse porphyrisch hervortretenden Feldspatheinsprenglinge nur eine ziemlich unvollkommene Ausbildung besitzen, so gestatten sie gelegentlich doch eine krystallographische Deutung ihrer Begrenzungsflächen. Sie sind stets dicktafelig entwickelt und bieten die Combination $M(010).y(\bar{2}01).P(001).l(110)$ dar. An allen besitzt $y(\bar{2}01)$ eine weit grössere Ausdehnung als $P(001)$. Diese Einsprenglinge lassen einen älteren, intratellurisch ausgeschiedenen Kern und eine schmälere Hülle unterscheiden, deren Grenze, parallel den äusseren Umrissen verlaufend, durch zahlreiche Einschlüsse markirt wird; bei

[1]) K. v. Fritsch und W. Reiss, Insel Tenerife, pag. 359 und G. A. Sauer a. a. O. pag. 51.

Digitized by Google

den grossen Einsprenglingen im Phonolith *G* ist die Hülle breiter und sogar aus zwei Schichten zusammengesetzt.

In den rechteckigen Schnitten aus der orthodiagonalen Zone erscheint der Kern bei gekreuzten Nicols niemals homogen, wie es beim Sanidin der Fall sein müsste, sondern besteht aus einer grossen Zahl feiner, ziemlich scharf hervortretender Zwillingslamellen, welche //(010) verlaufen und spindelförmig gestaltet sind; stellenweise werden sie von einem System anderer ähnlicher rechtwinklig gekreuzt, so dass ein Gitterwerk entsteht (Phonolith *G*). Diese Lamellen treten nicht in die Hülle über, nur bei den Phonolithen *G* und *A* wird auch in dem inneren Theil der Hülle eine äusserst zarte Längsstreifung sichtbar. An drei sehr reinen Spaltstückchen aus dem Gestein *G* wurde mittelst Methylenjodid das specifische Gewicht zu 2·584 gefunden, also etwas höher als beim Sanidin; für ein Spaltblättchen //(010) betrug die Auslöschungsschiefe $a : a = + 9^0$. Auf Grund dieser Eigenschaften werden diese Feldspathe dem Anorthoklas zuzuweisen sein. Von den beiden anderen Phonolithen konnten wegen der Kleinheit der Feldspatheinsprenglinge keine guten Spaltblättchen für eine nähere Untersuchung gewonnen werden, doch kann es nach dem optischen Befund nicht zweifelhaft sein, dass wir es auch hier mit Anorthoklas zu thun haben.

Von den Anorthoklaseinsprenglingen des Phonolith *H* sind noch einige Besonderheiten anzuführen. Einer derselben, der vom Schnitte annähernd //(010) getroffen war, bot eine schöne zonare Structur dar. Vom centralen Theil aus verminderte sich der Brechungsexponent um Weniges für jede der 3 folgenden Schichten, so dass der Kern die stärkste, die äussere glasreiche Hülle die schwächste Lichtbrechung besass. Die Auslöschungsschiefe hingegen nahm vom centralen Theil ($a : a = + 8^0$) von Schicht zu Schicht stetig zu ($a : a = + 11^0$ in der Hülle). In zwei Fällen wurden ferner innerhalb des Kernes jene mikroperthitischen Spindeln bemerkt, welche oben aus dem Nephelinphonolith beschrieben wurden; auch hier erwiesen sich die Spindeln als schwächer lichtbrechend als die sie umschliessende Feldspathsubstanz.

Blos einige Schnitte im Phonolith *A* enthielten einen centralen, unregelmässig geformten Kern, welcher breitere Zwillingsstreifen von stärkerer Licht- und Doppelbrechung besass als die ihn umgebende Anorthoklassubstanz. Dieser Kern wird demnach ebenso wie im

Digitized by Google

Nephelinphonolith *H* als Rest eines vom Magma ursprünglich ausgeschiedenen Plagioklases zu deuten sein, der nachträglich zum grossen Theile wieder eingeschmolzen worden ist.

Nicht selten sind zwei Anorthoklasindividuen nach dem Karlsbader Gesetze verzwillingt. In allen drei Phonolithvarietäten fand ich auch Beispiele complicirterer Zwillingsbildung. Zwei Karlsbader Zwillinge von Anorthoklas sind oft derart miteinander verwachsen, dass ihre *M* (010) Flächen einen Winkel von beiläufig 60° einschliessen. Dies spricht für ein Zwillingsgesetz, wie es beim Orthoklas bekannt ist, wobei *z* (130) als Zwillingsebene fungirt. Gewöhnlich ist die Ausbildung so erfolgt, dass der eine Karlsbader Zwilling im anderen mit einem lappigen Fusse wurzelt. Jene büschelförmige Verwachsung, wie sie im Nephelinphonolith so häufig ist, gelangte bei den trachytoiden Phonolithen in keinem einzigen Falle zur Beobachtung. Hingegen kommt auch hier die beim Nephelinphonolith erwähnte Parquetirung der Anorthoklase vor.

Die äussere Hülle der Anorthoklaskrystalle ist immer stark ausgezackt; im Phonolith *H* ist sie ohne jegliche Spur von Streifung und dürfte nach ihrem Brechungsvermögen aus Sanidinsubstanz bestehen, während die zart gestreiften Partien derselben in den beiden anderen Phonolithen ihrer Natur nach wohl Anorthoklas sein werden.

Was die Einschlüsse der Anorthoklase anbelangt, so sind Belonite (Apatit) und Kryställchen von Nephelin, Nosean und Titanit allgemein verbreitet. Mikrolithen von Augit trifft man nicht selten im Kern der Anorthoklase in den Phonolithen *G* und *A*. Aegirin kommt nur als Einschluss der Hülle vor; seine Individuen sind oft nur theilweise in dieselbe eingesenkt, während ein Theil frei in die Grundmasse hineinragt. Dieser Befund steht mit der Ansicht von H. Rosenbusch im Einklange, dass es nur eine junge Generation von Aegirin gibt. In den Phonolithen *G* und *A*, wo in der Grundmasse winzige Körnchen von Magnetit ziemlich reichlich eingestreut sind, kommen diese auch in der Hülle der Anorthoklase vor. Durchwegs ist die dichte Anhäufung kleiner, rundlicher Glaseinschlüsse an der Grenze zwischen Kern und Hülle recht auffallend; hier bemerkte ich im Phonolith *H* einigemale auch eine grössere Gaspore. Wenn der Hainit als Einschluss auftritt, so liegt er stets nur in der Hülle eingebettet, ein Umstand, welcher ihn als eine späte Ausscheidung des Magmas kennzeichnet.

Digitized by Google

Die kleineren, ebenfalls tafeligen Feldspathkryställchen der Grundmasse darf man wohl durchgehends als Sanidine ansprechen; wenigstens bieten sie niemals irgendwelche Anzeichen dar, woraus man auf eine trikline Natur derselben schliessen könnte. In Schliffen senkrecht zur Absonderung des Gesteins erscheinen sie leistenförmig und erwecken durch ihre parallele Lagerung den Eindruck typischer Fluctuationsstructur. Bei einiger Grösse sind diese Sanidinleisten oft mehrfach geknickt oder verbogen und geben sich als Karlsbader Zwillinge zu erkennen. In Präparaten — welche parallel der Gesteinsabsonderung hergestellt waren — fanden sich öfter grössere, nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingte Sanidinleisten, die unter Winkeln von 60° miteinander verwachsen waren und auf diese Weise sechsstrahlige Rosetten bilden. Sie stellen also Zwillingsbildungen nach jenem Gesetze dar, wobei eine Fläche von z (130) als Zwillingsebene gilt. Die Fläche der Rosetten ist immer parallel der Absonderung gerichtet, und sie mussten diese Stellung annehmen, weil sie auf diese Weise der strömenden Bewegung des Magmas einen den einfachen Sanidintafeln äquivalenten Widerstand entgegensetzten.

Die grösseren Sanidine der Grundmasse sind reich an Glaseinschlüssen und kommen einzelnen Anorthoklasen an Grösse gleich, so dass sie auch als Einsprenglinge aufgefasst werden könnten, wenn sie nicht durch zahlreiche Uebergänge mit den winzigen, einschlussfreien Sanidinen der Grundmasse verbunden wären. Nur im Phonolith *G* stehen die grösseren Sanidine der Grundmasse den kleinen ziemlich unvermittelt gegenüber, so dass man hier wohl von zwei Generationen reden darf. Die grösseren überwiegen hier die kleineren beiweitem an Masse, welch letztere blos die Lücken ausfüllen, die zwischen den zu Schichten aneinander gereihten grösseren freibleiben.

Von einer glasigen Basis sind nur im unzersetzten Gestein noch Reste vorhanden, welche als feine Häutchen und kleine Lacunen zwischen den kleinsten Sanidinleisten sichtbar sind.

In allen drei Phonolithen sind die sechsseitigen und quadratischen Schnitte von Nephelin in die Grundmasse ziemlich spärlich eingestreut. Aegirinaugite sind als Einsprenglinge allgemein vertreten, im Phonolith *A* jedoch nur in sehr geringer Zahl. In den Phonolithen *G* und *H* vereinigen sie sich gern zu Gruppen, denen sich dann auch grössere Titanitkryställchen zugesellen. Die Aegirin-

Digitized by Google

augite erweisen sich stets als einfache Individuen; Schnitte $\perp c$ haben achtseitige Umrisse, an denen die Tracen von (100) nur wenig grössere Ausdehnung besitzen als diejenigen von (010) und (110). Alle sind von einem Aegirinmantel umhüllt, der wie stark zernagt aussieht und an den s ($\bar{1}11$) Flächen seine grösste Dicke erreicht. Die Spaltbarkeit nach (110) tritt deutlich hervor, minder deutlich jene // (010). Die Auslöschungsschiefe $c : c$ ist sehr bedeutend; an einem Individuum im Phonolith *H* mass ich sie im Anwachskegel (100) zu 64°, in dem von ($\bar{1}11$) zu 56°; im Aegirinmantel nimmt sie nach aussen stetig zu. Der Pleochroismus ist recht merklich, a = bläulichgrün, b = grasgrün, c = grünlich- bis bräunlichgelb. Der sanduhrförmige Bau des Aegirinaugites im Phonolith *H* ist von mir bereits bei einer anderen Gelegenheit geschildert worden, so dass ich darauf verweisen kann.[1])

Der Phonolith *G* enthält ausserdem noch Einsprenglinge einer zweiten Art von Augit, dessen Hauptmasse eine hell graugrüne Färbung trägt. An den grauen, scharf begrenzten Kern der Krystalle schliesst sich eine breite Hülle von typischem Aegirinaugit, welche wiederum einen sehr dünnen Ueberzug reiner Aegirinsubstanz besitzt, so dass diese Krystalle ein gutes Beispiel für isomorphe Schichtung abgeben. Ein Schnitt $\perp c$ erwies sich als Zwilling nach (100). An einem anderen Schnitte || (010), welcher sanduhrförmig gebaut war, wurde die Auslöschungsschiefe gemessen, da er senkrecht zur optischen Normalen getroffen war, wie die symmetrische Vertheilung der Interferenzfarben im convergenten Lichte schliessen liess. Die Auslöschungsschiefe $c : c$ betrug:

im Anwachskegel (100) des Kernes 57·5°, in jenen von ($\bar{1}11$) 53°,
„ „ (100) der Hülle 63°, „ „ „ ($\bar{1}11$) 57·5°.

Der Aegirinüberzug war wegen seiner Zartheit für diese Messung unbrauchbar. Für den Kern war der Pleochroismus gering: a und b = hellgraugrün, c = hell gelblichgraugrün; die Dispersion stark bei der optischen Axe, welche in Schnitten $\perp c$ austritt.

Als Einschlüsse wurden in den Augiteinsprenglingen häufig beobachtet: Titanit, Magnetit und Glas, seltener Apatit.

[1]) Ueber die sogenannte Sanduhrform der Augite. — Diese Zeitschr. 1892, Bd. XIII, pag. 251.

Digitized by Google

Die kleineren Aegirinaugite, welche schon zur Grundmasse gerechnet werden können, haben insbesondere in den Phonolithen *G* und *H* ein stark zerfetztes Aussehen. Durch ihren verhältnismässig breiten Aegirinsaum bilden sie gleichsam den Uebergang zu den sehr zahlreichen Aegirinen der Grundmasse. Die Formausbildung dieser ist ebenfalls sehr unvollkommen und mit ihren zackigen Fortsätzen umwachsen sie gern Krystalle von Nephelin. Nur auf den von Analcim erfüllten kleinen Drusenräumen bringen es die Aegirine zu wohl entwickelten Kryställchen: sie bieten die Combination (100) . (110) . ($\bar{1}$11) dar, nur in seltenen Fällen tritt noch (010) als schmale Abstumpfung der Prismenkanten hinzu. Zwei Beispiele einer Zwillingsbildung nach (100) beobachtete ich im Phonolith *H*. Die Farben des Pleochroismus sind für a = dunkelbläulichgrün, b = grasgrün, c = bräunlichgrün; dasselbe gilt auch für den Aegirinmantel der Augite. Aegirinsubstanz bildet sehr häufig an grösseren Magnetitkörnern einen grünen Besatz, nur selten bemerkt man etwas Aehnliches an Titanitkrystallen. Erst nach sehr intensivem Glühen nimmt die Aegirinsubstanz eine rostbraune Färbung an. Für die Bestimmung des relativen Alters der Aegirine ist der Umstand von Belang, dass sie niemals im Kern, sondern nur in der Hülle der Anorthoklase mit Sicherheit constatirt werden konnten.

Braune Hornblende wird, wenn auch selten, in den beiden Phonolithen *H* und *G* angetroffen. Sie zeigt stets Resorptionserscheinungen. Im Phonolith *G* ist die Resorption oft ganz vollendet, und es deuten alsdann nur die zu einem Kranz geordneten Magnetitkörnchen, an welchen nach aussenhin Augitkryställchen aufsitzen, noch die frühere Gegenwart von Hornblende an. Aus dem Phonolith *H* scheint mir ein etwa 1 Millimeter langer Hornblendezwilling erwähnenswert, welcher nahezu parallel der Symmetrieebene angeschnitten ist. Infolge von Resorption sind seine krystallographischen Umrisse verwischt, und auf den Spaltrissen ist Opacitsubstanz ziemlich tief vorgedrungen. Mit dem Hornblendezwilling als Kern ist in orientirter Stellung eine Hülle von Aegirinaugitsubstanz verwachsen, welche es stellenweise zu krystallographischer Begrenzung gebracht hat, so dass scheinbar mehrere Aegirinaugitkrystalle von schönem sanduhrförmigen Bau der Hornblende aufsitzen. Natürlich wird auch hier der aus reiner Aegirinsubstanz bestehende Ueberzug nicht vermisst.

Digitized by Google

Dass die Aegirinaugitsubstanz den beiden Hornblendeindividuen in krystallographisch und optisch orientirter Stellung aufgewachsen ist, gibt sich darin kund, dass auch die rechte Hülle zur linken in Zwillingsstellung sich befindet. Die nicht an einander angrenzenden Hälften von Augit und Hornblende löschen ziemlich gleichzeitig aus, die betreffenden Elasticitätsaxen jedoch erweisen sich als verschieden von einander. Recht merklich hingegen ist der Unterschied in der Auslöschung zwischen den Hornblendeindividuen und dem Augitmantel derselben Seite. Die gleichnamigen Elasticitätsaxen aber sind hier im gleichen Sinne gegen die Verticalaxe geneigt. In der linken Hälfte beträgt die Auslöschungsschiefe $c:c$ für Hornblende 17°, für den Anwachskegel von $(\bar{1}11)$ des Augites 58°, für den von (100) 67°, in der anderen Hälfte für Hornblende 15°; in dem Augit war sie hier nur sehr schlecht messbar.

Noseankryställchen, im frischen Zustande mit bläulichbestäubtem Kern und rosarother Schale, im Zustande der Verwitterung mit gelbem Kern, sind in der Grundmasse der Phonolithe *A* und *G* zahlreich vertreten und gleichmässig vertheilt. Sehr gern umgeben sie sich, gleich den Nephelinen, mit einem Aegirinkranz. Auch als Einschlüsse in den Feldspatheinsprenglingen, sowohl im Kern, wie in der Hülle, sind sie nicht selten. Recht spärlich sind sie im Phonolith *H* enthalten, wo immer nur einige wenige auf je ein Präparat entfallen und sich deshalb der Beobachtung leicht entziehen. Blos wenn sie unzersetzt sind, nehmen sie bereits durch einfaches Glühen auf dem Platinblech jene bekannte blaue Färbung an; im etwas verwitterten Gestein färben sich nur noch einzelne von den in Feldspath eingeschlossenen, die sich hier ihre Frische bewahren konnten. Ein Schliff aus dem Phonolith *G*, welcher eine grössere Zahl recht frisch erscheinender Noseane enthielt, wurde nach dem von J. Lemberg angegebenen Verfahren mit einer Mischung von salpetersaurem Silber und verdünnter *HF* einige Minuten lang behandelt, wodurch die Noseane sich mit einem bräunlichen Ueberzug von Schwefelsilber bedeckten. Beide Reactionen deuten also an, dass man es hier mit wirklichen Noseanen zu thun hat.

Magnetit kommt in allen drei Phonolithen in Gestalt kleiner, unregelmässiger Stückchen vor. Ihm gehören wohl auch jene winzigen, opaken, oktaëdrischen Körnchen an, welche im Phonolith *G* und *A* in der Grundmasse liegen, oder, falls sie als Einschlüsse auftreten, sich auf die äussere Hülle der Feldspathe und Augite beschränken.

Digitized by Google

Der Titanit ist in Form mikroskopischer Individuen ein sehr gewöhnlicher Gast. Contact- und Durchkreuzungszwillinge sind im Phonolith *H* nicht selten. Verhältnismässig gross werden seine Individuen im Phonolith *G*; sie haben dann eine gelbbraune Farbe und deutlichen Pleochroismus zwischen sehr hellgelb und dunkelbräunlichgelb. Die grösseren Krystalle im Phonolith *H* sind in dickeren Schliffen ebenfalls pleochroitisch, a = farblos, c = lichtgelb.

Im Phonolith *A* begegnet man dem Titanit fast nur in Gestalt von Mikrolithen, welche in grosser Zahl sowohl frei in der Grundmasse, als auch als Einschlüsse sichtbar sind.

Dünne, oft zerbrochene Säulchen von Apatit sind allgemein verbreitet, wenn auch nicht häufig, sowohl als Einschlüsse, wie in der Grundmasse. Nur im Phonolith *G* kommen gelegentlich grössere Individuen als Einsprenglinge vor, welche eine Unzahl schwarzer Stäbchen umschliessen, die der Hauptaxe parallel laufen. Ein Apatitkrystall durchbohrte hier ein Individuum von Titanit und andere waren mit Magnetitfetzen verwachsen.

Die Phonolithe *H* und *G* enthalten überdies noch Hainit. In ersterem Gestein tritt er lediglich in der charakteristischen Form zackiger Nadelbüschel und dünner, maschiger Häutchen als Bestandtheil der Grundmasse auf; im Phonolith *G* erscheint er ausserdem noch in massigeren Individuen auf den kleinen Drusenräumen. Aus Mangel an Raum fehlt ihm aber hier zumeist die krystallographische Begrenzung. Nur an einer Stelle fand ich gut ausgebildete rhombische Querschnittsformen des Minerales, deren Winkelverhältnisse und optische Eigenschaften für seine Identificirung mit dem Hainit hinreichend waren. Zuweilen werden kleine Nadelbüschel von Hainit auch als Einschlüsse in der Hülle von Anorthoklaskrystallen angetroffen.

Structur und secundäre Minerale der trachytoiden Phonolithe.

Die Fluidalstructur ist allenthalben gut ausgeprägt. Als eine Structureigenheit der Phonolithe *H* und *G* sind zahlreiche kleine Drusenräume zu erwähnen. Im Phonolith *G* erscheinen sie stets sehr kurz und gedrungen, während sie in den Präparaten vom Phonolith *H* auf weitere Strecken hin verfolgt werden können, worin sie denen im Nephelinphonolith gleichen Fundortes ähnlich sind, ohne jedoch dieselben an Grösse und Schönheit zu erreichen. Die Füllung der Drusenräume besteht wieder vornehmlich aus Analcim, darin ein-

Digitized by Google

gebettet liegen wesentlich dieselben Minerale wie im Nephelinphonolith, doch niemals in so dichtem Gedränge wie dort. Deshalb bringt es auch hier der Aegirin zu krystallographisch wohlbegrenzten Individuen, zumal da er immer nur mit der einen Wandung des Drusenraumes in Berührung steht. Winzige, glashelle Feldspathtäfelchen, welche immer nur in sehr geringer Zahl den Wandungen lose aufsitzen, wird man mit Recht für Albitkryställchen erklären dürfen. Zuweilen ragen Sanidine der Grundmasse in die Drusenräume mit einem Ende hinein, während der übrige Theil in der Grundmasse steckt. Alsdann trägt das vorspringende Ende eine Kappe aus glasheller, einschlussfreier Feldspathsubstanz. Da für dieselbe ein etwas höheres Lichtbrechungsvermögen als für den angrenzenden Theil der Sanidinleiste sichergestellt werden konnte, so besteht wohl die helle Fortwachsung aus Albitsubstanz.

In den Drusenräumen des Phonolith *G* findet sich der Hainit in grösseren, allerdings nur selten krystallographisch gut ausgebildeten Individuen vor. Es ist seltsam, dass dieses Mineral im trachytoiden Phonolith *H* niemals in derselben Weise auftritt. Mitunter ragen wohl einzelne Spitzen eines Büschels aus der Grundmasse in Drusenräume hinein, ohne es aber darin zu einer mächtigeren Entwicklung zu bringen, und dieser Umstand macht einen wichtigen Unterschied gegenüber dem Nephelinphonolith *H* aus. Häufiger als im letztgenannten Gestein haften einzelne Nephelinkrystalle lose an Drusenwandungen der trachytoiden Varietät. Als eine Besonderheit der Drusenräume dieses Gesteins ist noch hervorzuheben, dass hier und da an den vorspringenden Enden der Sanidine winzige, zugespitzte Säulchen eines Minerals von starker Licht- und Doppelbrechung haften; sie scheinen dem Titanit anzugehören. Noseane wurden bei den trachytoiden Phonolithen als Drusenminerale niemals beobachtet.

Einmal wurde im Phonolith *G* zwischen den Sanidinen der Grundmasse ein keilförmiges Aggregat strahliger Zeolithstengel sichtbar, welche man der optischen Orientirung nach wohl dem Natrolith zuweisen darf. Demselben Minerale gehören wahrscheinlich auch die eisblumenartigen Aggregate feinster Nädelchen an, welche im Phonolith *H* durch stellenweise Umwandlung des Analcim der Drusenräume hervorgegangen sind. In etwas zersetzten Gesteinspartien findet sich Calcit als Neubildung innerhalb der Drusen-

Digitized by Google

räume, sowie an Stelle früherer Glaseinschlüsse in der Hülle von Anorthoklasen. Bei zweihundertfacher Vergrösserung werden im letztgenannten Gestein zapfenförmige Mikrolithen sichtbar, welche stellenweise die Aegirine und gelegentlich auch die Sanidinvorsprünge innerhalb der Analcimräume stachelig besetzen, so dass diese wie mit einem Pelzüberzug bekleidet erscheinen. Wegen ihres optischen Verhaltens, ihrer beträchtlichen Licht- und Doppelbrechung darf man sie wohl als Augitmikrolithe bezeichnen, die vielleicht einer theilweisen Zersetzung der Aegirine, denen sie vornehmlich anhaften, ihre Entstehung verdanken.

—

Nur auf Spalträumen des Phonolithes *H* habe ich Drusen von Analcim in Gesellschaft von weissen, strahligen Aggregaten von Comptonit makroskopisch wahrnehmen können. Demselben Gestein entstammt auch sicherlich das Material der Kieselknollen, welche sich am südlichen Fusse des Berggipfels an einer zeitweise nassen Waldstelle fanden. Dieselben sind faust- bis kopfgross, von rundlicher, etwas lappiger Gestalt und durch Einlagerung von Eisenoxydhydrat rostig, nur hier und da durch Manganoxyd schwarz gefärbt. Beim Zerschlagen einiger derselben wurden unregelmässig geformte Hohlräume sichtbar, die mit Drusen etwa 1 Millimeter grosser, stark glänzender bis matter Quarzkryställchen besetzt sind. Diese sind dadurch interessant, dass nur das eine Rhomboeder neben dem zurücktretenden Prisma ausgebildet ist. Auch milchweisse Chalcedonkrusten kommen in den Hohlräumen vor. Die Mattheit der Quarzkrystallflächen ist durch eine Chalcedonschichte bedingt, wie auf optischem Wege nach der entgegengesetzten Orientirung von Krystallkern und Rinde festgestellt wurde.

Am Schlusse der Arbeit angelangt, erfülle ich eine angenehme Pflicht, wenn ich dem Herrn Professor Dr. Becke für seine freundlichen Rathschläge, durch welche meine Untersuchungen wesentlich gefördert wurden, meinen besonderen Dank ausspreche.

Mineralog. Institut der deutsch. Universität Prag, im October 1893.

Digitized by Google

XXIV. Beiträge zur Systematik der Eruptivgesteine.

Von **Heinr. Otto Lang.**

III. Die chemischen Verhältnisse des Urgebirges.

Natur und Genesis der sogenannten krystallinischen Schiefer oder des Urgebirges sind von jeher zu den wichtigsten Problemen der Geologie gezählt worden; um so freudiger ist zu begrüssen, dass auch H. Rosenbusch seine bedeutende Kraft ihrer Erforschung und Bestimmung gewidmet hat.[1]) Bekanntlich gehen auch zur Zeit noch die Ansichten darüber weit auseinander. Während einzelne Geologen diese Gesteinsmassen für ganz oder grösstentheils protogen. und zwar aus Schmelzfluss erstarrt erklären[2]), geben sie Andere zwar auch für protogen, aber für chemische Niederschläge wässeriger Minerallösungen aus[3]), und obwohl von diesen beiden gegnerischen Seiten die metamorphischen Theorien energisch bekämpft wurden, ist doch auch deren völlige Unterdrückung niemals erreicht worden: just dem Metamorphismus unternimmt nun Rosenbusch die Alleinherrschaft zu erringen.

Zu diesem Zwecke versucht er zunächst Umstände und Eigenthümlichkeiten, die bisher zu den kräftigsten Beweismitteln einer

[1]) Im Neuen Jahrb. f. Min., 1889, II, 80, und diese Mittheilungen. 1891, 49.

[2]) So Scheerer in der Zeitschr. d. deutschen geol. Gesellsch. XIV, 26; dann J. Roth an mehreren Stellen, insbesondere noch in Geol. III, 9; nach seiner Ansicht stellen sie die Erstarrungskruste der Erde dar; nicht einzig auf die verhältnismässig kurze Periode der ersten Krustenbildung beschränkt ihre Entstehung der Verfasser, der in seiner „Bildung der Erdkruste", 1873, die entogace zur Ausscheidung derselben wahrscheinlich zu machen versuchte. — Hutten und mit ihm Lyell lassen sie zwar auch, ebenso wie die Eruptivgesteine, aus Schmelzfluss entstehen, jedoch aus eingeschmolzenen Sedimenten, sind daher den Metamorphikern anzuschliessen.

[3]) Fr. Pfaff, Herm. Credner und St. Hunt, sowie auch Gümbel; nach des Letzteren Diagenesetheorie gehen aus einem gallertartigen Niederschlage durch innere substanzielle Wechselwirkungen, also eigentlich metamorphisch, sowohl Eruptivgesteine, als auch die krystallinen Schiefer hervor.

Digitized by Google

protogenen und unmöglich metamorphen Bildungsweise der krystallinischen Schiefer, insbesondere des Gneisses, gerechnet wurden, gerade umgekehrt zu Gunsten der metamorphischen Entstehung zu deuten. Es sind dies:

1. Das allgemeine Vorhandensein der krystallinischen Schiefer als Liegendes der an der Erdoberfläche gefesteten Gesteinsmassen, ihre „Ubiquität" nach Rosenbusch's Bezeichnung.

2. Die Uebereinstimmung vieler Gneissvorkommen mit Eruptivgesteinen im chemischen und mineralogischen Bestande, die Rosenbusch dahin erklärt, „dass erstere zum Theil aus letzteren hervorgegangen sein können und wohl auch müssen".

3. Die auf gleichzeitige Ausbildung der Gemengtheile schliessen lassende Gesteinsstructur, der gegenüber er behauptet, dass bei protogener Bildung an ihrer Stelle eine erkennbare Altersfolge der Constituenten vorhanden sein müsse.

Von da schreitet aber Rosenbusch weiter, indem er den Nachweis zu führen versucht, den die Gegner schon von allen früheren Theoretikern des Metamorphismus forderten, aber bisher als nicht befriedigend erbracht befanden: nämlich aus welchem Substrate (Materiale) und auf welchem Wege das Urgebirge hervorgegangen sei. Er gelangt so zu dem Satze, dass die krystallinen Schiefer „normale Formationsgruppen seien, d. h. theils aus ursprünglichen Sedimenten, theils aus zugehörigen Eruptivmassen durch orogenetische Vorgänge entstanden".

Diese Behauptung kann schon durch ihre Bestimmtheit für sich einnehmen, und da ihr Gewicht durch den bewunderungswürdigen Kenntnisreichthum ihres Autors vermehrt ist, auch die Beweisführung die gewandte Dialektik desselben nicht vermissen lässt, so ist gar nichts Anderes zu erwarten, als dass sie schnell Anerkennung in weiten geologischen Kreisen finde. Ob die nüchterne Kritik, der ich diese Beweisführung im Nachstehenden zu unterwerfen wage, der Ausbreitung jener Theorie Einhalt oder Abbruch thun werde, wird die Zukunft lehren.

Im Anschluss an diese Prüfung will ich aber auch die Ergebnisse darlegen, die ich selbst aus der Betrachtung der chemischen Verhältnisse der Urgebirgsmassen gewonnen habe. Da es sich hierbei mit um ihre Unterscheidung von denen der Eruptivgesteine handeln wird, erscheint es mir gerechtfertigt, diese Erörterung den Beiträgen zur Systematik der letzteren einzureihen.

Digitized by Google

Rosenbusch bezeichnet selbst als Boden seiner Beweisführung zwei Prämissen; wer der ersten von ihnen nicht beipflichten könne oder wolle, erklärt er sogar zum Beginne seiner Abhandlung, werde auch diese „nicht lesen wollen". Diese erste Prämisse besagt: „Dass die krystallinen Schiefergesteine überhaupt dynamometamorphe Massen sind." Einen Beweis ihrer Wahrheit oder auch nur Wahrscheinlichkeit zu erbringen, hat jedoch Rosenbusch meines Erachtens nicht vermocht.

Dass es unter den Urgebirgsmassen viele gibt, die von Dynamometamorphose betroffen wurden, ist wohl allgemein anerkannt; Rosenbusch aber behauptet, dass sämmtliche krystalline Schiefergesteine dynamometamorph seien, dass es z. B. gar keinen Gneiss von ursprünglicher Bildung gebe. Er deutet an, dass er den Beweis hierfür in seiner 1889 erschienenen Abhandlung gegeben habe, aber die Behauptung, in der diese gipfelt, ist nur die schon oben erwähnte Umkehrung des Entstehungsnachweises aus der Structur; während die Eigenthümlichkeit, dass die Gneissgemengtheile sich gegenseitig in der Form bedingen, bisher als Beweis ihrer gleichzeitigen protogenen Ausbildung gedeutet wurde, verlangt Rosenbusch für letztere im Gegentheile eine erkennbare Altersfolge der Constituenten. Erinnern wir uns nun, dass der typische Granit histologisch vom Gneisse nur dadurch unterschieden ist, dass ihm die planparallele Structuranlage desselben abgeht, so wird Rosenbusch folgerichtig auch alle Granite für nicht protogener, sondern metamorpher Bildung erklären müssen.

Wenn er an jenem Orte hervorhebt, dass „die sorgfältigste petrographische Untersuchung dynamometamorphosirter, silurischer Schiefer von der Halbinsel Bergen keinen Anhaltspunkt zur Unterscheidung derselben von genetisch gleichwertigen des eigentlichen Grundgebirges an die Hand gibt", so ist das doch wohl nur dahin zu verstehen, dass dynamometamorphosirte Gneisse und ebensolche Thonschiefer einander sehr ähnlich werden können. Das wird man bereitwillig einräumen, da die diaklastische oder Mikrobrecciencstructur beider Gesteine den übereinstimmenden Habitus hervorbringt.

Jetzt aber behauptet Rosenbusch, dass auch Gesteinsmassen ohne Mikrobrecciencstructur dynamometamorpher Entstehung sein können, dass diese Structurform nicht nothwendiger Ausfluss derselben sei. Mit auffallender Heftigkeit sogar wendet er sich gegen

Digitized by Google

den Einwurf, dass, sobald dieser charakteristische Stempel fehle, jede Behauptung stattgehabter Dynamometamorphose in das Gebiet der Hypothese gehöre.

Das ist wohl nicht anders zu verstehen, als dass Rosenbusch Gesteinsmassen kennen gelernt hat, an deren dynamometamorpher Umbildung nicht zu zweifeln ist und die dennoch nicht jene, sondern anscheinend protogene Structur aufweisen, bei denen sich also, wie er an anderer Stelle sagt, mechanische Arbeit vollständig in chemische umgesetzt hat. Dass innerhalb dynamometamorpher Gesteinsmassen von der Dynamometamorphose wenig oder gar nicht ersichtlich beeinflusste Partien von ursprünglicher Structur vorkommen können, ist bekannt; ebenso ist die Möglichkeit einzuräumen, dass die bei der Stauungsmetamorphose neugebildeten (secundären) Mineralaggregate den Eindruck primärer Gesteinspartien erwecken können; das Alles würde jedoch nicht für das Gesteinsganze bestimmend sein und dürfte Rosenbusch nicht zu seiner Behauptung veranlasst haben. Umsomehr müssen wir aber bedauern, dass er uns nicht des Näheren und eingehend von den Gesteinen berichtet hat, die, obwohl sie keine diaklastische Structur aufwiesen, doch zweifellos dynamometamorpher Natur waren. Für ihre Existenz ist mir wenigstens weiter kein Beweisgrund bekannt als Rosenbusch's Erklärung, und wenn ich diese in aufrichtiger Huldigung vor seinem Kenntnisreichthume auch durchaus nicht niedrig bewerte, so wäre doch entschieden ausser diesem αὐτός ἔφα ein objectiveres Beweismittel zu wünschen. Und zwar umsomehr, als aus dem Begriffe der Dynamometamorphose selbst seine Behauptung nicht abzuleiten ist. Wenn ich, um dies zu zeigen, genannten Begriff im Nachstehenden beleuchte, bereite ich damit zugleich die Erörterungen der zweiten Prämisse von Rosenbusch's Beweis vor.

Als Autor der Lehre vom Dynamo-, Stauungs- oder Dislocationsmetamorphismus gilt mir J. Lehmann. Dieser versuchte in seinem Werke (Bonn 1884), dessen grosser wissenschaftlicher Wert sicherlich auch von jenen anerkannt wird, die seinen weitgehenden Speculationen, z. B. über „Eruptiv-" und „Granitsaft", und Hypothesen nicht huldigen, den Nachweis zu führen, dass eine grosse Zahl von krystallinischen Schiefervorkommen, so besonders die sächsischen Granulite, ihre derzeitigen morphologischen und zum Theil auch mineralogischen Bestandsverhältnisse einer mechanischen

Digitized by Google

Pressung und Streckung (Zerdrückung) und mit derselben Hand in Hand gehenden und sogar durch sie geförderten chemischen Einwirkung secundärer Gesteinsausschwitzungen verdanken, welchen sich oft noch primäre „Granitsäfte" beimengten. So soll eine ganze Reihe schiefriger und flasriger Gesteinsvorkommen primären Eruptivgesteinen entsprechen. Im normalen sächsischen Granulit sei „die nachweisbare Verwandlung meist nur eine beschränkte", die „nur örtlich" einen höheren Grad erreicht; auffallend sei hier nur die Glimmerbildung, und diese allein sei offenbar secundär; Quarz, Granat und Disthen seien zwar jünger als Feldspath, aber doch wohl primär; dagegen erklärt Lehmann die „nach dem Granulitinnern zunehmende" Anreicherung mit Glimmer als wesentlich hervorgebracht nur durch die infolge von bei der Gebirgserhebung eingetretenen Spannungen und Pressungen hervorgerufenen inneren Gleitungen und molecularen stofflichen Umsetzungen. Bei dieser Umwandlung, die von keiner erheblichen Temperaturerhöhung begleitet war, habe sich auch der chemische Bauschbestand des Gesteins geändert, wie die Vergleichung zweier Analysen ergeben soll; da aber nicht nachgewiesen ist, dass die analysirte biotitreiche Granulitlage ehemals genau aus demselben Stoffe bestanden hat, wie die mit ihr verglichene biotitarme, so ist die Frage damit nicht entschieden. Von welcher Natur der Granulit ursprünglich gewesen, darüber spricht sich Lehmann nicht mit voller Klarheit aus. Einmal nennt er ihn ein ehemals granitisches Gestein, obwohl er vorher die Schichtung desselben, seine lagenweise Wechsellagerung mit Pyroxengranuliten hervorgehoben hatte, von der er betont, dass sie „keine Spur eines sedimentären Charakters" trage, und die er „nur als Resultat der Metamorphose" hinstellt. In der „Eintheilung der altkrystallinischen Schiefergesteine" rechnet jedoch Lehmann die Granulite zu den „schieferigen Erstarrungsgesteinen", also stimmt er hier mit Roth und anderen Plutonisten überein. Als „dislocationsmetamorphisch" gelten ihm da nur die Gneissglimmerschiefer, Glimmerschiefer und Phyllite. „Das Maximum der Metamorphose ist also in den Glimmerschiefern zu sehen und das Thonsediment sowohl, wie das plutonische Feldspathgestein wurden infolge der sie gemeinsam betreffenden Gebirgserhebung in Glimmerschiefer metamorphosirt." Sie allein sind nach Lehmann wirkliche, von primären Gesteinsarten getrennt zu haltende „metamorphe" Gesteine, die sowohl aus

Digitized by Google

protogenen, wie deuterogenen Gesteinen gleichmässig hervorgehen können, nicht sowohl nur infolge des Gebirgsdruckes, als insbesondere durch die denselben begleitenden chemischen Processe: „Die Herausbildung von echten Glimmerschiefern aus ursprünglichen Sedimenten kann nur durch chemische Umsetzungen im Gesteinskörper selbst sich vollziehen und müssen demnach neben den directen örtlichen Umsetzungen auch Secrete sich bilden, welche auf den Schichtfugen nach sich öffnenden Spalten wandern."

Lehmann's Theorie fand bekanntlich im ganzen oder auch nur theilweise eine ungewöhnlich freundliche Aufnahme in Fachkreisen, und bedeutende Geologen schenkten ihr Anerkennung und Pflege. Um diesem Stauungsmetamorphismus den Charakter eines ganz besonderen geologischen Processes zu geben, versuchte denn auch einer seiner hervorragendsten Förderer, K. A. Lossen, ihm eigenthümliche Producte zuzuschreiben, so insbesondere den Uralit, der als Beweismittel stattgefundener Druckmetamorphose gelten sollte; unter den Feldspathen hätte diese Rolle vielleicht dem Albit zuertheilt werden können. Wäre dieser Versuch gelungen, oder hätte wenigstens mit dem Hinweise auf ihn Rosenbusch erwähnt, dass seine dynamometamorphen Gneisse von nicht diaklastischer Structur derartige „eigenthümliche Producte" als Gemengtheile enthielten, so wäre der subjective Charakter seiner Behauptung schon gemildert.

Nüchterne Kritik wird aber meines Erachtens, wie ich dies schon in meinen „Eruptivgesteine des Christiania-Silurbeckens", 1886, pag. 150 ff. ausführlicher dargelegt habe, in dem Dislocationsmetamorphismus nur eine Modification der complicirten Verwitterung erkennen, bedingt durch das Nebeneinandervorkommen unzählig vieler Räume oder Gesteinspartien von verschiedenen Druckverhältnissen innerhalb der betroffenen Gesteinsmassen und damit auch von verschiedenen Bedingungen für Minerallösung und -bildung. Die in den einen Partien gesättigten Minerallösungen des Verwitterungsprocesses lagerten ihre Ueberfracht als secundäre Neubildungen in den anderen ab. Man wird also innerhalb der vom sogenannten Dislocationsmetamorphismus betroffenen Gesteinsmassen, unter Umständen neben mehr oder weniger massenhaften Neubildungen, immer noch ausgedehnte Gesteinspartien antreffen müssen, die Spuren intensiver Druckäusserungen aufweisen.

Digitized by Google

Mit der Kennzeichnung des sogenannten Dynamo- oder Dislocationsmetamorphismus als einer Verwitterungsmodification ist nun schon meine Stellung zur zweiten Prämisse von Rosenbusch's Beweisführung gegeben, die dahin lautet: „dass die Dynamometamorphose den chemischen Charakter der ihr unterliegenden Gesteine nicht wesentlich ändert", ihn „sicher nicht unkenntlich macht". Die chemische Bindung von Wasser, „die Aufnahme von Kohlensäure, Sauerstoff und anderen in der Bergfeuchtigkeit vorhandenen Substanzen oder den Austritt derselben", also lauter Symptome der Verwitterung, sieht Rosenbusch als unwesentlich an: „der chemische Charakter im grossen und ganzen bleibt unverkennbar vorhanden". Wer die Bauschanalysen von „frischem" Gesteinsmateriale mit denjenigen von mehr oder weniger verwittertem vergleicht, wird allerdings wohl stets einige übereinstimmende Verhältnisse derselben finden und feststellen können. Das gilt von den dynamometamorphen Partien ebensowohl wie von den überhaupt „angewitterten". Es fragt sich aber, welche Verhältnisse man für ein Gestein oder eine Gesteinsart als wesentliche, dieselbe kennzeichnende anerkennt, und dann, ob dieselben auch der Verwitterung gegenüber ausdauern und standhalten. Wenn Rosenbusch mit seiner, leider ohne eingehendere Beweisführung gelassenen und von Belegen nicht begleiteten Behauptung Recht hätte, dass der chemische Charakter durch die Verwitterung nicht geändert werde, so müsste man auch aus der Bauschanalyse des verwitterten Gesteins den Gesteinstypus (Gesteinsart) bestimmen können. Dies vermag man aber nach meiner Erfahrung in sehr vielen Fällen nicht, ja es gelingt sogar oft nicht einmal dann, wenn man nur zwischen einer beschränkten Zahl von Gesteinstypen zu wählen braucht. Diese Indifferenz der Bauschanalysen von angewittertem Materiale geht sogar soweit, dass solche von Gesteinstypen, wie Granit, Trachyt und Melaphyr oder aber von Gneiss, Hornblendegestein, Quarzdiorit und Basalt, deren Analysen mit einander zu verwechseln man sonst schwerlich Gefahr laufen wird, kaum von einander zu unterscheiden sind. Man wird dafür von mir, und mit Recht, Beweise verlangen, und vermag ich auch Belege zu bieten, obwohl aus naheliegenden Gründen Bauschanalysen von deutlich verwitterten Gesteinspartien nicht in so grosser Anzahl zu Gebote stehen, wie von „frischeren". Ich habe meine Auswahl auch nur auf die in Roth's Tabellen von

Digitized by Google

1869 ab zusammengestellten Analysen beschränkt, da sich unter denen der „Gesteinsanalysen" von 1861 zu viele unzuverlässige finden. Die Artbenennung der Gesteine ist die von Roth gebrauchte. Ich lade also zur Lösung der Aufgabe ein, in den hier[1]) unter dem

[1]) Von den vier nächstfolgenden Analysen entsprechen zwei verwittertem Phonolith und zwei dergleichen Orthoklasporphyr; welche sind die des einen und welche die des anderen?

SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	$(Fe, Mn)O$	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
61·31	24·51	1·96	—	0·41	1·58	2·35	6·54
61·07	18·56	2·60	—	1·08	2·86	3·18	6·83
58·41	24·08	0·54	—	1·58	1·38	3·17	6·31
56·71	20·98	2·60	—	0·79	1·07	3·71	8·65

Nachstehende drei Analysen stammen von Nephelinsyenit, Orthoklasporphyr und Phonolith:

53·64	22·56	2·57	—	0·27	2·21	7·09	5·86
55·76	21·61	1·65	4·09	0·74	2·26	6·94	5·34
57·54	18·06	4·70	0·06	1·20	4·75	5·65	5·13

Die folgenden von als Felsit- und Orthoklasporphyr, Dacit und Porphyrit bezeichneten Gesteinen:

64·31	15·81	2·25	—	1·13	2·32	5·32	3·53
66·34	14·80	4·07	—	0·92	2·99	5·16	3·19
65·86	16·78	—	4·99	1·65	1·03	4·43	3·55
61·12	16·96	6·23	—	0·85	1·13	4·37	4·63

Von den nächsten gehören zwei zu Minette und je eine zu Melaphyr und „Hornblendegestein".

54·82	16·02	2·02	6·99	5·07	5·76	2·26	2·66
55·76	15·87	—	8·06	5·44	6·23	2·10	4·01
51·64	14·12	—	9·55	6·17	6·13	2·38	3·47
53·25	16·31	5·44	7·06	5·61	5·63	1·01	2·35

Hierunter sind drei Analysen von Minette und Glimmersyenit zusammengestellt mit je einer von Gneiss, Diorit, Trachyt und Phonolith:

55·76	15·87	—	8·06	5·44	6·23	2·10	4·01
53·40	17·81	7·33	—	2·54	3·38	1·97	3·22
55·18	19·35	3·28	3·80	3·95	3·56	2·64	3·44
56·09	17·45	5·30	0·21	1·51	6·39	4·21	5·62
56·65	15·51	—	11·28	3·22	4·65	1·11	5·31
57·37	13·84	2·44	3·44	6·05	5·53	1·53	4·47
57·30	14·04	1·50	4·72	6·10	5·80	1·60	4·34

Es folgen Analysen von Glimmersyenit, Porphyrit, Liparit, Trachyt und Augitandesit:

Digitized by Google

Striche angeführten Analysengruppen den angeführten Gesteinstypen die einzelnen Analysen zuzuweisen; da wird man sich wohl über-

SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	$(Fe, Mn)O$	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
62·28	15·10	—	7·58	1·35	4·87	1·21	4·54
62·68	12·36	0·37	3·90	3·84	4·82	2·70	4·19
62·36	13·81	5·10	—	0·41	5·31	4·88	4·68
61·12	15·99	0·84	1·70	4·93	5·12	2·04	4·80
60·71	16·00	2·09	3·87	3·07	5·17	2·74	3·78

und nun Analysen von Granit, Trachyt und Melaphyr:

51·17	17·52	7·15	—	2·42	6·65	1·47	7·77
51·41	18·99	9·45	—	2·10	6·29	2·70	6·38
47·35	20·60	3·10	1·60	6·12	4·72	3·58	6·29

Die folgenden Analysen entsprechen Porphyrit, Trachyt, Phonolith, Dacit und Augitandesit:

63·44	19·31	1·61	1·08	1·94	3·97	3·64	3·58
61·54	15·97	1·93	2·98	0·82	5·52	4·48	4·55
60·86	14·62	7·91	—	1·96	3·18	3·92	3·26
58·00	17·65	5·98	0·37	2·40	4·59	4·98	4·04
57·54	18·06	4·70	0·06	1·20	4·75	5·65	5·13

Von den nächsten drei entspricht je eine quarzhaltigem Diorit, Melaphyr und Trachyt:

50·19	15·81	2·18	11·82	2·55	5·75	2·78	1·10
50·36	17·00	6·12	4·14	3·02	8·85	3·21	1·95
52·45	18·63	11·40	1·19	5·16	6·84	2·64	0·37

weiter zwei Analysen von Dolerit und eine von quarzführendem Diorit:

53·62	22·09	4·21	—	6·24	6·02	3·16	0·57
54·93	19·36	3·68	6·54	2·16	6·27	3·14	0·73
56·21	17·16		10·26	2·08	7·12	4·02	1·48

Es folgen drei Amphibolandesite, zwei Porphyrite, je ein Gneiss und Melaphyr:

54·78	12·51	8·90	9·09	0·51	3·64	5·99	1·00
58·97	15·73	—	11·73	0·84	3·20	5·43	0·65
62·21	12·49	—	9·32	1·30	3·02	7·51	2·57
64·69	17·32	1·23	3·01	1·54	2·18	6·36	2·30
64·31	15·81	2·25	—	1·13	2.32	5·32	3·53
62·18	17·19	—	6·41	1·68	4·43	5·37	1·45
60·33	19·74	0·70	2·50	4·01	3·73	4·36	1·62

Des Weiteren je drei Analysen von Gneiss und Diorit (zum Theil quarzhaltig), zwei von Dolerit und je eine von Hornblendegestein und Gabbro.

55·99	10·02	1·39	4·30	8·66	10·49	1·29	1·14
55·58	18·58	5·49	1·29	1·08	12·05	3·09	0·42
52·10	13·46	11·70	2·49	6·14	10·55	1·78	0·93

Digitized by Google

zeugen, dass Rosenbusch's Behauptung zu weit geht. Es hängt allerdings, wie schon angedeutet, ganz vom Ermessen des einzelnen

SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	$(Fe, Mn)O$	MgO	CaO	Na_2O	K_2O
53·59	9·60	9·44	15·64	Sp.	7·16	3·12	Sp.
52·97	22·56	5·47	4·03	2·13	7·51	2·31	0·44
49·71	15·96	3·56	6·87	8·04	9·70	2·40	0·93
51·62	18·41	3·05	6·55	6·29	9·98	0·84	0·49
49·69	10·29	16·22	7·11	—	13·50	1·62	—
48·88	16·85	2·13	6·62	6·45	11·46	2·93	0·70
46·91	14·14	7·98	5·69	8·51	11·29	3·00	1·62

und nun je zwei Analysen von Minette, Glimmerdiorit und Diorit (worunter quarzhaltiger) und je eine von Hornblendegestein, Melaphyr und Dolerit:

58·46	14·38	3·75	7·03	1·59	5·24	1·33	3·40
55·76	15·87	—	8·06	5·44	6·23	2·10	4·01
54·82	16·02	2·02	6·99	5·07	5·76	2·26	2·66
53·25	16·31	5·44	7·06	5·61	5·63	1·01	2·35
51·64	14·12	—	9·55	6·17	6·13	2·38	3·47
49·82	14·50	8·06		5·81	7·69	3·03	3·50
49·23	26·25	0·83	10·03	1·37	8·00	Sp.	1·14
48·28	13·56	6·35	6·70	8·70	11·44	1·11	2·84
45·14	9·68	13·55	—	10·78	8·65	2·02	3·27

Zwei Analysen von Phonolith, je eine von Felsit- und von Orthoklasporphyr:

65·86	16·78	—	4·99	1·65	1·03	4·43	3·55
61·12	16·96	6·23	—	0·85	1·13	4·37	4·63
59·84	23·07	3·35	Sp.	0·25	1·48	4·52	4·13
59·64	16·40	5·43	—	0·12	1·59	7·24	7·68

und endlich je eine von Nephelinsyenit, Leucitophyr, Diabas und Melaphyr:

44·28	21·56	8·41	2·26	3·16	1·97	9·42	1·31
51·62	20·44	0·81	0·37	4·38	1·39	5·81	4·22
53·54	20·68	—	4·63	0·76	1·28	11·04	3·20
55·76	21·61	1·65	4·09	0·74	2·26	6·94	5·34

Und damit demjenigen, der vorstehende „petrographische Räthsel" gelöst, die Richtigkeitsprobe der Lösung erleichtert sei, führe ich noch an, an welchen Stellen von Roth's Tabellen (1869 zu **69** abgekürzt, entsprechend **73**, **79**, **84**) sich die Analysen verzeichnet finden: Amphibolandesit **69**, 19, 25, **79**, 13; Augitandesit **79**, 14, 15; Dacit **69**, 26, **79**, 9; Diabas **73**, 24; Diorit **73**, 4, 10, **79**, 2, 5, 6, 8, 16, 38; Dolerit **69**, 65, 66, **73**, 2, **84**, 37, 52; Felsitporphyr **79**, 23; Gabbro **73**, 1; Glimmerdiorit **84**, 2, 3; Glimmersyenit **84**, 1, 2, 4; Gneiss, verw. Glimmergneiss **69**, 4; Hornblendegneiss **69**, 6, 10, 11, 12; Granit **79**, 65; Hornblendegestein **69**, 25, 29; Leucitophyr **69**, 39; Liparit **79**, 26; Melaphyr **69**, 3, 4, **73**, 1, 3, **79**, 5; Minette **69**, 1, 3 Nephelinsyenit **84**, 3; Orthoklasporphyr, quarzfreier, **69**, 2, **79**, 4, 5, 6; Phonolith **69**, 1, 2, 3, **73**, 2, **84**, 17, 18; Porphyrit **79**, 4, 5, **84**, 2; Trachyt **69**, 10, 12, **73**, 6, **79**, 6, 11.

Digitized by Google

Geologen ab, den chemischen Charakter eines Gesteins in diesen oder jenen Verhältnissen begründet zu erblicken; aber trotzdem werden die angeführten Beispiele schon erkennen lassen, dass, mag man auch ganz verschiedenen Methoden folgen, doch jedmöglicher consequent durchgeführte Versuch nach dieser Richtung die Abänderung des chemischen Typus mit fortschreitender Verwitterung ergeben wird.

Dasjenige Beweismittel, welches Rosenbusch zur Begründung seiner Behauptung anführt, dass speciell die Dynamometamorphose den chemischen Gesteinscharakter nicht wesentlich ändere, muss als solches Verwunderung erregen, denn es dürfte sicherlich wenig Dialektik benöthigen, um es geradezu gegen den Metamorphismus zu deuten. Es ist dies: „Das scharfe und unvermittelte Absetzen sehr heterogener Gesteinsmassen in dynamometamorphen Gebieten. Man denke an Eklogit und Gneisse, Pyroxengranulite und Granulite, Amphibolite und Phyllite und was dergleichen leicht vermehrbare Beispiele weiter sind. Die Dinge sind durcheinander geknetet auf's äusserste, aber sie haben einander stofflich nicht beeinflusst; es gibt keine eigentlichen Mischungszonen. Das ist ein Moment von der allergrössten Bedeutung! Es beweist uns, dass die Metamorphose sich im festen oder doch angenähert festen (plastischen) Aggregatzustande vollzog."

Wenn man da bedenkt, einmal dass die durcheinander gekneteten verschiedenartigen Mineralaggregate sich innig in wechselnder Weise und in allen Richtungen berühren, und dann, dass die dynamometamorphischen Neubildungen sich aus den verschiedenen „Gesteinssäften" oder Secreten, deren Vermischung unter solchen Umständen doch unvermeidlich wäre, ausscheiden sollen, so kann man die thatsächlich vorliegenden Verhältnisse eben nur als einen apagogischen oder indirecten Beweispunkt gegen die dynamometamorphe Entstehung dieser Gesteinsmassen auffassen.

Nachdem die Prämissen als unsicher und hinfällig erwiesen, könnte man von dem eigentlichen Beweisverfahren ganz absehen. Da es mir aber nicht allein darauf ankommt, die Richtigkeit desselben zu prüfen, sondern auch das von Rosenbusch versuchte Unternehmen, die chemischen Verhältnisse des Urgebirges zu betrachten, und zwar auch in Rücksicht auf das genetische Problem,

Digitized by Google

selbst zu wagen, so können Rosenbusch's weitere Erörterungen[1]) für einen Theil des Studienweges Führerdienste thun; denn es wird schwerlich schaden, wenn wir diese Verhältnisse zunächst von den seinerseits angewiesenen Standpunkten aus in's Auge fassen.

Auch Rosenbusch hält es zunächst für nöthig, die altbekannte Thatsache der Uebereinstimmung typischer Gneisse mit Eruptivgesteinen bezüglich des mineralogischen und chemischen Bestandes noch einmal durch Beispiele zu belegen. Diese Harmonie ist der Ausgangspunkt und eines der kräftigsten Beweismittel der plutonischen Theorien der Urgebirgsgenese, die dabei noch von der Thatsache Nutzen ziehen, dass die Gneisse ihrer Masse nach alle andersartigen krystallinen Schiefer als nur untergeordnete Glieder der ganzen Reihe erscheinen lassen, deren unter Umständen auf gewünschtem Wege schwer zu erklärenden Verhältnisse die am Gneisse selbst gewonnenen genetischen Theorien nicht umstossen und kaum erschüttern möchten.

Die von Rosenbusch darnach angeführten Analysen sollen nun gegentheilige Verhältnisse beweisen. Bezüglich ihrer Auswahl, von der mir nicht bekannt, ob sie von Absicht oder Zufall geleitet wurde, kann ich nur sagen, dass sie recht unglücklich ausgefallen ist. Ihre Beweiskraft ist sehr gering. Gleich vom Materiale der zum genannten Behufe erstangeführten Analyse (VIII., grober Granatgneiss von Trosa in Schweden) gibt der Analytiker an, dass es etwa zur Hälfte aus grossen, analysirten Thonerdeeisenoxydgranaten bestanden habe, also einem entschieden „anormalen" Gesteinsgemenge entsprach. Drei solche Bauschanalysen, von denen jede mehr als 20 Procent Thonerde angibt, sollen nun „überhaupt als Eruptivmagma unmögliche Mischungen darstellen; denn das Verhältnis (scilicet der Molecularproportionen) von $Al_2O_3 : (Na_2O + K_2O + CaO)$ übersteigt enorm die atomistische Proportion 1 : 1. Es beträgt $Al_2O_3 : (Na_2O + K_2O + CaO)$ atomistisch bei VIII rund 203 : 76 (202 : 76), bei IX 215 : 103 (214 : 103), bei XIII 212 : 148 (215 : 156).[2]) Das ursprüngliche Material dieser Gneisse muss ein mechanisches Gemenge gewesen sein, in welchem Kaolin oder eine verwandte Substanz

[1]) Ich muss offen gestehen, dass mir der zu Beginn derselben stehende Ausspruch unverständlich ist: „Doch möchte ich mich nochmals dagegen verwahren, für die aus den folgenden Angaben sich ergebenden Schlüsse verantwortlich zu sein. Die definitive Deutung im einzelnen behalte ich mir noch vor."

[2]) Die in Klammern gesetzten Zahlen habe ich gefunden.

Digitized by Google

nebst Quarz herrschten, während Chlorit, Brauneisen oder Rotheisen und in IX und XIII wohl auch Calcit sich beigemengt fanden. Solche Sedimente haben wir in den Thonschiefern etc."

Die obigen Verhältnisse einheitlich auf 100 Al_2O_3 berechnet ergeben für die von Rosenbusch angeführten Analysen

VIII	37	$(CaO + Na_2O + K_2O)$
IX	48	„ „ „
XIII	72	„ „ „

Sieht man nun, um ältere und deshalb vielleicht weniger zuverlässig erscheinende Analysen auszuschliessen, nur die vier letzterschienenen Tabellenwerke Roth's (1869—1884) durch, so wird man bald auch für Gesteinsvorkommen, deren eruptive Natur nicht angezweifelt wird, entgegen Rosenbusch's Versicherung ganz ähnliche atomistische Proportionen finden; dieses Nachsuchen wird besonders schnell Erfolg haben, wenn man, was nach Rosenbusch's Meinung ja erlaubt ist, auf den Erhaltungszustand des analysirten Materials keine Rücksicht nimmt. Eine jede Analyse auf die Molecularverhältnisse hin zu prüfen, habe ich allerdings nicht für nöthig erachtet; aber von den bei der flüchtigen Durchsicht herausgegriffenen Analysen haben mir obige, die Stufen von

100 Al_2O_3 : 37 $(CaO + Na_2O + K_2O)$ bis
100 Al_2O_3 : 72 $(CaO + Na_2O + K_2O)$

umfassenden Molecularverhältnisse nicht weniger als 30 ergeben [1]), und bei 5 Analysen ist der Thonerdereichthum sogar noch grösser; es beträgt genanntes Molecularverhältnis nämlich

[1]) Nämlich: Amphibolandesit aus Ungarn **69**, 42; Granit a. d. Ries **69**, 124; Porphyr von Varese-Lugano **73**, 11; Felsitporphyr von Spaa **79**, 24; Pechstein aus Italien **73**, 1; Porphyr aus Baden **69**, 5; Porphyr, J. Hochland **69**, 43a; Granit, Schwarzwald **73**, 25; Melaphyr, Schneidemüllerskopf **84**, 12; Liparit, Colorado **84**, 10; Diabas, Vogesen **79**, 23; Granit, Cornwall **69**, 93; Ditroit **69**, 12; Amphibolandesit, Ungarn **69**, 10; Diabas, Vogesen **79**, 22; Dolerit, unteres Mainthal **69**, 64; Granit, Baden **69**, 39; Monzonit, Malgola **79**, 11; Diorit, Ch. St. Véron **79**, 6; Dacit, Siebenb. **69**, 8; Granit, Elba **69**, 82; Minette, NW. England **84**, 5; Porphyrit, Zwölferspitze **79**, 1; Porphyr, Meissen **69**, 28; Granit, Ries **69**, 122; Gabbro, Rheinland **69**, 14; Liparit, St. Paul **69**, 9; Dacit, Siebenb **84**, 2; Granit, Brocken **69**, 17 und Augitandesit, Tenerife **69**, 17.

Digitized by Google

100 : 35	bei	Porphyr	vom Capriver Goldf.,	Roth	**73**, 21
100 : 28	„	„	aus Baden	„	**69**, 34
100 : 26	„	„	v. Varese-Lugano	„	**73**, 14
100 : 20	„	„	aus Queensland	„	**73**, 21
100 : 19	„	„	v. Varese-Lugano	„	**73**, 10.

Eine zweite Gruppe von 3 Gneissanalysen soll nach Rosenbusch einen anderen, bei Eruptivgesteinen nicht vorkommenden oder unmöglichen Bestand aufweisen, nämlich 6 und mehr Procent Eisenoxyd bei 3 oder mehr Procent Alkalien. „Die chemische Constitution dieser Gesteine deutet mit grosser Wahrscheinlichkeit auf ursprüngliche mechanische Gemenge, wie sie sich etwa zu einem eisenschüssigen, feldspathreichen Sandsteine aggregiren können oder in gewissen Lehmen vorliegen."

Ist das aber auch richtig? Kommt dieses Bestandsverhältnis bei „sauren" (denn an diese ist wohl nur gedacht), eruptiven Gesteinen wirklich nicht vor? Die Ermittlung des Sachverhaltes ist ungemein erschwert durch den Umstand, dass wir nur solche Bauschanalysen in Betracht ziehen dürfen, welche beide Oxydationsstufen des Eisens getrennt angeben; das sind aber von sämmtlichen Bauschanalysen nur die Minderzahl, wohl noch nicht der dritte Theil, und von denen aller „sauren", d. h. an Kieselsäure reicheren Gesteine, da bei ihnen eine solche Trennung weniger nöthig erschien, vielleicht noch nicht einmal der zehnte Theil. Trotzdem kann ich jenen drei Gneissanalysen aus Roth's Tabellen 14 Analysen „saurer" Eruptivgesteinsvorkommen[1]) entgegenstellen (ohne die Beschränkung auf „saure" Gesteine aber über 200 Analysen!), bei denen ebenfalls die Mengen des Eisenoxyds 6 und die der Alkalien 3 Procent übersteigen. Also beruht auch diese Behauptung auf Irrthum.

Als drittes „Beispiel für krystalline Schiefer, wo anscheinend die Zusammensetzung in gewissen Einzelheiten einem eruptiven Urmaterial entsprechen würde, während die Zusammensetzung in ihrer Gesammtheit einer solchen Deutung dennoch nicht angepasst werden kann", wird der „Kinzigit" angeführt, der nach Hebenstreit's Angabe eine grobschieferige, $1^1/_2$ Fuss mächtige Einlagerung im Schwarzwaldgneisse bei Wittichen bildet, aus 40 Theilen Oligoklas,

[1]) Aus Roth's Tabellen: Granit **61**, 36; **69**, 32—34, 36, 106, 108, 117; Porphyr **73**, 9; Felsit **73**, 1; Liparit **79**, 25; Pantellerit **84**, 2, 3, 6.

Digitized by Google

36 schwarzem Glimmer, 19 Granat, 4 Graphit, 1 Eisenglanz, je 0·5 Schwefelkies und Apatit besteht und auch als „Granat-Graphitgneiss" bezeichnet wird. Vom Graphit ist es aber nicht erwiesen, dass er primärer Gemengtheil ist, und findet sich solcher bekanntlich auch in Porphyr. Einen ungewöhnlichen (anormalen) Bestand besitzt dieser Kinzigit gewiss, ebenso wie die Gneisse der beiden vorgenannten Gruppen sich „ungewöhnlich" constituirt erwiesen gegenüber den typischen Gneissen. „Anormale", wahrscheinlich durch eigenthümliche Umstände bei der Entstehung oder während der Verwitterung bedingte Bestandsverhältnisse finden sich aber auch an einzelnen Theilen von Eruptivgesteinen, und mit solchen, nicht mit normal constituirten Vorkommen muss die Vergleichung angestellt werden, wenn man bestimmen will, ob manchen krystallinen Schiefern von denen der Eruptivgesteine ganz verschiedene Bestandsverhältnisse eigen sind. Nun legt für den Kinzigit schon der Graphitgehalt den Gedanken nahe, dass Verwitterung oder Zersetzung auf das Gestein gewirkt habe; ferner ist auch das Mengenverhältnis der Feldspathbasen in demselben (3·36 : 3·60 : 3·54 = 1 : 1·07 : 1·06) ein solches, das an frischen Gesteinen selten, dagegen gar nicht ungewöhnlich ist bei mehr oder weniger verwitterten Eruptivgesteinsvorkommen: unter letzteren würde also vielleicht ein ähnlicher Bestand zu ermitteln sein; diese Ermittlung ist aber, wie schon erwähnt, erschwert dadurch, dass die verwitterten Gesteinspartien begreiflicher Weise die Analytiker wenig gereizt haben und von ihren Analysen sich keine grosse Menge der Vergleichung bietet. Und im übrigen erscheint, so lange die Kinzigitanalyse ganz vereinzelt dasteht und ihre Richtigkeit nicht durch mehrere Controlanalysen verbürgt ist, dieselbe weiterer Bemühungen um Aufklärung unwert.

Wie für die Gneisse, sucht Rosenbusch auch für Granulite, Hälleflinta, Eurite, Amphibolgesteine und Eklogite die stoffliche Uebereinstimmung, und damit seiner Meinung nach zugleich ihre Abstammung, einerseits mit Eruptivgesteinen, andererseits mit Sedimenten zu erweisen; zu letzterem Behufe wird er zu einer gewagten Conjecturalinterpretation gedrängt[1]), doch muss er bei den Eklogiten

[1]) Die Analyse von Hornblendeschiefer von Milben, an der er diese demonstrirt, hätte letztere noch nicht einmal nöthig gemacht; sie soll für ein Eruptivgestein zuviel Thonerde angeben, aber nicht weniger davon zeigen z. B. die Analysen in Roth's Tabellen, 1861: Melaphyrmandelstein 1, *b*; 1873: Diabas 7; Puys-Lava 5

Digitized by Google

schliesslich einräumen, dass auch sie „nicht weit führe". „Für eine Besprechung der Glimmerschiefer, Chloritschiefer und Talkschiefer" aber fehle zur Zeit „die geeignete chemische Grundlage fast noch vollständig, sowohl was die actuelle Beschaffenheit, wie die ursprünglichen stofflichen Substrate betrifft".

„Sind das Alles blosse Zufälligkeiten?" fragt Rosenbusch zum Schlusse. „Wer da glauben wollte, er könne alle diese Verhältnisse mit einer stolz ablehnenden Handbewegung in das Gebiet der Hypothese verweisen, würde damit einfach auf die Betheiligung an einer wissenschaftlichen Behandlung der krystallinischen Schiefer Verzicht leisten."

Zufällig sind diese Verhältnisse doch wohl nicht, darin stimme ich Rosenbusch bei und freue mich der Uebereinstimmung mit ihm wenigstens in einem Punkte.

Um in der Erkenntnis dieser Verhältnisse einen Fortschritt anzubahnen, habe ich alle für mich erreichbaren Bauschanalysen von Gliedern des Urgebirges vergleichendem Studium unterworfen. Da von Quarziten, Urkalken und -dolomiten nur sehr wenige vom Zufall gebotene Analysen vorhanden sind, war ich gezwungen, vorzugsweise die neben oder ohne Quarz wesentlich nur aus Silicaten bestehenden Gesteinsmassen in's Auge zu fassen. Aber auch von den Bauschanalysen der letzteren habe ich sehr viele als für meine Zwecke untauglich zu benutzen abgelehnt; nämlich einmal die zahlreichen von Lemberg gebotenen Analysen von Hornblendeschiefern und deren Gefolgschaft von der Insel Hochland wegen zweifelhafter Zugehörigkeit derselben zum Urgebirge[1]); ungleich mehr aber trug zur Verringerung der Analysenzahl bei, dass ich nach meiner obigen Darlegung über Verwitterung für nöthig erachtete, alle diejenigen

---

und 8; Dolerit 11; 1879: Diorit 6; Gabbro 1; Diabas 4 und 5; Leucitgestein 1; und die Molecularproportion $Al_2O_3 : (CaO + Na_2O + K_2O) = 256 : 243 = 100 : 95$ entspricht nach Rosenbusch's eigener Lehre eruptiven Magmen. — Die Oxyde der zweiwertigen Metalle sollen in dem ursprünglichen Stoffgemenge des Gesteins an Kohlensäure gebunden gewesen sein, das hätte aber die meines Erachtens sehr unwahrscheinliche Carbonatmischung $17{\cdot}86\ CaCO_3 + 2{\cdot}31\ MgCO_3 + 15{\cdot}14\ FeCO_3$ gegeben.

[1]) Es wird da z. B. von Glimmerschiefer (Roth's Taf. 1869, 18 und 20) angegeben, dass er Hornblendegestein (17) oder auch wieder Glimmerschiefer durchsetze; der Amphibolit wird grösstentheils als gangförmig bezeichnet u. s. w. Ich bin nicht in der Lage, mir Aufklärung dieser dunklen Bezeichnungen zu verschaffen.

Digitized by Google

Analysen zurückzuweisen, deren Material verdächtig erschien, durch Verwitterung seinen chemischen Gesteinscharakter eingebüsst zu haben. Nun ist allerdings aus der Bauschanalyse nicht mit Sicherheit zu erkennen, ob solche Veränderungen stattgefunden haben; sie können bekanntlich vorliegen trotz eines nur bescheidenen Wassergehaltes und ohne Kohlensäurezutritt; aber man wird wohl ohne Widerspruch alle diejenigen Analysen angewitterten Materials verdächtig zeihen dürfen, die mehr als 2 Procent Wasser angeben. Diese alle sind zurückgewiesen; eingeräumt muss also nur werden, dass auch unter den (244) übriggebliebenen Analysen sich noch solche von wesentlich verändertem Materiale befinden können, aber nun doch wohl nicht mehr in der die Untersuchung beträchtlich beeinflussenden Anzahl.

Die Betrachtung und Vergleichung dieser Analysen hat auch mir zunächst den alten Lehrsatz bestätigt, dass die typischen Gneisse und alle feldspathreicheren krystallinen Schiefer, wie im Mineralbestande, so auch im chemischen Charakter vollkommen mit Eruptivgesteinen übereinstimmen. Wenn man den chemischen Typus nach der von mir in diesen Mittheilungen 1891 angegebenen Methode bestimmt, so erweisen sich die in der hier angehängten Tafel angeführten Gesteinsvorkommen nach ihrem mittleren chemischen Bestande[1]), wie zu ersehen, denselben Typen zugehörig, welche für Eruptivgesteine aufgestellt wurden.

Zu ermitteln wurde wenigstens versucht, ob der Wechsel im chemischen Typus abhängig sei von der Altersstellung der Gesteinsmassen. Im allgemeinen mangelt es dazu aber noch zu sehr an Material. Und obwohl mich die Güte meines verehrten Lehrers, des Herrn Herm. Credner, mit der auf das sächsische Urgebirge bezüglichen Literatur reichlich versorgte, gelang mir aus angeführtem Grunde doch auch für dieses nur wiederum festzustellen, was schon bekannt war, nämlich, dass die typischen „grauen" Gneisse sich sehr verschieden erweisen von den sie überlagernden typischen „rothen" Gneissen, deren chemischen Charakter aber die auf diese folgenden „normalen" Granulite und Gneissgranulite theilen. In der Analysentafel sind auch noch die Mittelzahlen für die unterschiedenen Altersstufen des grauen Gneisses angegeben. Grosses Gewicht ist

[1]) In die Tafel sind nur solche Vorkommen aufgenommen, die mehrfach analysirt sind; bei den sächsischen Gneissvorkommen blieben ausserdem die Analysen von zweifelhaftem Specialtypus und Altersverhalt unberücksichtigt.

Digitized by Google

aber auf alle diese Stufenmittel nicht zu legen, weil ganz unbekannt ist, welchen Massenantheilen am Stufenganzen die einzelnen Bauschanalysen entsprechen, und welchen chemischen Charakter die noch nicht analysirten Stufenpartien besitzen.

Wie bei vielen Gliedern des Urgebirges, z. B. beim Gneiss von Wenersborg, buntem bojischen Gneisse, Kiffhäuser Gneiss, bei Gneissgranuliten u. a. m. schon der rasche Wechsel verschiedenartigen Mineralbestandes vermuthen lässt, variirt auch der chemische Bestand örtlich sehr, und zwar in mindestens nicht geringerem Masse als bei den Eruptivgesteinen. Diese Variabilität des chemischen Charakters zeigen, nur selten abgeschwächt, sogar diejenigen Gesteinsmassen, welche in den übrigen Verhältnissen von auffallender Eintönigkeit erscheinen; ich weise zum Belege einmal auf die Hälleflinta Schwedens hin, von der man, nach ihrem so einfach erscheinenden mineralogischen Combinationsverhältnisse einzig von Quarz und Feldspath, gewiss nicht eine solche Mannichfaltigkeit im chemischen Typus erwarten sollte, und unter deren 37 Bauschanalysen 35 einem von dem des Analysenmittels abweichenden Typus folgen und überhaupt 17 verschiedene chemische Typen auftreten, — und dann auf den „grauen Gneiss" Sachsens, ein Muster von Eintönigkeit, der dennoch, wie aus der Analysentafel zu ersehen ist, deren letzte Rubrik die Typenvariabilität in Procenten angibt, eine Variabilität von 78 oder 39 Procent aufweist. Die Zahlen für die Variabilität sind so berechnet, dass unter *a* die Procentzahl der vom Typus des Analysenmittels abweichenden Bauschanalysen (z. B. für grauen Gneiss $18:14 = 100:78$), unter *b* aber diejenige der überhaupt unter den Analysen des betreffenden Vorkommens auftretenden Typen im Verhältnis zu der Analysenzahl aufgeführt ist (z. B. für grauen Gneiss $18:7 = 100:39$).

Mineralogische Studien haben schon festgestellt, dass einerseits den Eruptivgesteinen, andererseits den Urgebirgsgliedern gewisse Silicate als nur ihnen eigenthümliche Gemengtheile zukommen. Nur in ersteren finden sich als primäre Constituenten die sogenannten Feldspathvertreter, nämlich Leucit, Nephelin, Melilith u. a.[1]), und lässt sich aus diesem Grunde die von mir hier 1892, pag. 117 angegebene Methode, auf ihre Gegenwart im Gesteinsgemenge aus der

[1]) Ob Nosean und Sodalith mit zu den primären Constituenten zu zählen sind, ist immerhin fraglich.

Digitized by Google

Vorkommen	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	$(Fe, Mn)O$	MgO	CaO
Sachsen, „grauer Gneiss", u. zw. insbesondere						
a) unterer, Wegefahrter-gneiss	62·01	17·58	2·15	4·98	2·63	1·42
b) mittlerer, normaler grauer Gneiss, einschliesslich Brander-, Himmelsfürster- und Himmelfahrtergneiss	66·65	14·68	1·03	5·21	1·63	2·56
c) oberer, Reifländer-, Krummhennersdorfer- u. Drehfeldergneiss . . .	66·34	13·46	—	6·73	2·01	2·78
„ „rother Gneiss", normaler	74·42	14·38	0·39	1·81	0·55	1·25
„ Granulit, normaler	74·06	12·70	0·99	2·41	0·76	1·66
„ Gneissgranulit . .	69·56	14·39	1·82	2·72	1·12	1·82
„ orthoklasfreier Diallaggranulit . .	52·56	14·71	8·15	3·95	6·36	10·18
Kiffhäuser, Hornblendegneiss	61·17	18·14	2·74	2·52	1·72	4·66
Fichtelgebirge, Weissteingneiss. . . .	76·17	12·10	2·55	—	0·55	0·12
Ostbayr. Grenzgebirge, bojischer bunter Gneiss	74·87	8·58	4·60	0·05	0·03	1·85
Ostbayr. Grenzgebirge, Körnelgneiss	73·68	8·59	6·89	1·23	Spur	1·74
Darmstadt, Hornblendegneiss . . .	54·70	21·96	1·16	3·55	5·75	8·64
Renchthal, Gneiss	62·30	22·58	4·24	1·56	0·74	4·37
Schweiz, Grimsel, Gneiss	70·84	14·83	1·11	2·29	1·44	1·85
Schweden, Gneiss versch. O.	70·18	15·15	2·02	2·07	0·94	2·10
„ „älterer" Gneiss von Baldersnäs	72·19	15·39	1·02	1·34	0·56	2·23
„ Hälleflinta . .	72·62	13·61	2·08	1·36	1·07	2·08
„ Eurit.	70·05	14·01	2·34	2·88	1·57	2·99
Finnland, Gneiss	75·32	11·06	1·66	2·97	3·03	0·94
„ Granulit . . .	75·22	13·74	0·83	0·12	0·19	0·76
„ Quarzfeldspathgesteine . . .	74·80	12·66	0·55	—	0·15	0·50
„ Hornblendegesteine . . .	50·86	17·12	4·73	6·54	3·64	10·80

Digitized by Google

Na_2O	K_2O	Alkalienverhältnis	Typus	Zahl der benutzten Analysen	Variabilität (a b)
2·05	3·99	1·25 : 1 : 1·95	Amiatit	18	78 (39)
2·84	3·65	1 : 2·00 : 2·57	Lausitzergranit	1	—
1·78	4·06	1·32 : 1 : 2·09	Amiatit	12	83 (50)
2·14	3·91	1·30 : 1 : 1·83	Amiatit	5	60 (60)
2·37	4·08	1 : 1·89 : 3·26	Granitrhyolith	8	87 (75)
2·18	4·53	1 : 1·32 : 2·73	„	11	55 (45)
2·54	4·73	1 : 1·39 : 2·62	„	5	100 (100)
2·19	0·75	13·49 : 2·90 : 1	Gabbrodolerit	5	20 (40)
4·23	3·11	1·50 : 1·36 : 1	Porphyritandesit	5	100 (100)
5·24	1·37	1 : 41·96 : 10·96	Natronit	2	0 (50)
2·44	5·19	1 : 1·32 : 2·81	Granitrhyolith	2	100 (100)
1·45	4·59	1·20 : 1 : 3·15	Hessengranit	2	0 (50)
0·46	2·14	18·78 : 1 : 4·65	Melaphyr	2	0 (50)
2·37	1·31	3·32 : 1·80 : 1	Dioritdolerit	2	50 (100)
2·67	3·49	1 : 1·45 : 1·89	Lausitzergranit	3	66 (100)
3·31	3·65	1 : 1·57 : 1·73	Christianit	22	86 (55)
2·73	3·95	1 : 1·22 : 1·77	Lausitzergranit	3	66 (100)
3·56	2·78	1 : 1·71 : 1·34	Drachenfelstrach.	37	95 (45)
2·96	2·48	1·20 : 1·20 : 1	Puysandesit	24	88 (54)
1·75	1·55	1 : 1·86 : 1·66	Christianit	3	66 (100)
3·56	4·31	1 : 4·70 : 5·69	Lausitzergranit	4	100 (75)
2·76	6·87	1 : 5·54 : 13·79	Cornwallgranit	5	40 (40)
2·64	1·69	6·62 : 1·62 : 1	Aetnabasalt	23	91 (35)

Digitized by Google

Bauschanalyse zu schliessen, selbstverständlich bei krystallinen Schiefern nicht anwenden. Dagegen macht das Auftreten von Kalkcarbonat als wesentlicher primärer Gemengtheil in mit reinen Silicatgemengen innig verknüpften Gliedern des Urgebirges wahrscheinlich, dass der Kalk ebenso als Silicatbasis, insbesondere auch bei Mineraltypen von complicirter chemischer Mischung, hier noch mehr als bei den Eruptivgesteinen in Function trete. Dies ist ebenfalls schon mineralogisch bestätigt, indem das reine Kalksilicat und die kalkreicheren Glieder der Augit-Hornblendegruppe (Wollastonit, Salit, Malakolith, Hedenbergit, Diallag, Tremolit, Strahlstein u. a.) als zum Theil nicht seltene accessorische, zum Theil als wesentliche und massenhaft auftretende Gemengtheile hier, und zwar im Gegensatze zu Eruptivgesteinen, nachgewiesen sind.[1]) Diesem Umstande darf man es wohl zur Last legen, dass man auch unter den Analysen krystalliner Schiefer solche von „ungesättigten Magmen" findet, allerdings im Verhältnis zu den Eruptivgesteinen in ganz unbeträchtlicher Anzahl.[2]) Und dabei ist

[1]) Dass die Skapolithe in Urgebirgsgliedern als primäre Gemengtheile auftreten, erscheint mir nicht erwiesen.

[2]) Von als Gneiss bezeichneten Gesteinsvorkommen sind mir nur zwei vereinzelte Analysen von ungesättigtem Charakter bekannt, nämlich der Augitgneiss der Vogesen (Neues Jahrb. 1889, I, 203), von dem sein Erforscher, Cohen, angibt, dass sein Augit höchst wahrscheinlich nur wenig Thonerde, aber ebenso viel Kalk als Magnesia und Eisenoxydul zusammen enthalte, und der „Dioritgneiss" von Stengerts im Spessart (Neues Jahrb., Beil.-Bd. VI, 491. — Die 40. Versammlung der Deutschen geol. Gesellsch. nahm ich als Gelegenheit wahr, von den Ergebnissen dieser Untersuchungen einen kurzen vorläufigen Bericht zu erstatten; in der sich an meinen Vortrag anschliessenden Debatte erklärte Herr Lepsius, dass er auf Bauschanalysen keinen grossen wissenschaftlichen Wert lege, weil das zu analysirende Materiale meist nicht mit der nöthigen Kritik ausgewählt werde; dies gelte z. B. gerade von der Analyse des Dioritgneisses von Stengerts. Demnach wäre dieselbe mit Misstrauen zu betrachten!) — Als „Glimmerdiorite" werden zwei Diallag- oder Hornblende-haltige Vorkommen des Schwarzwaldes (Roth's Tab. 1872, 3. 4.) angeführt. Dann sind zu erwähnen die in genannter Tabelle 1869. 10—12 und 14 unter Labradorfels und Gabbro aufgeführten Analysen; die beiden ersten derselben entsprechen norwegischem „Saussurit-Gabbro" und diallaghaltigem Labradorfels, die beiden anderen dem angeblich homogenen Labradorfels Canadas, und zwar stammt das Material der einen von ihnen sogar von demselben Stücke, auf welches Thompson die Feldspathart „Bytownit" gründete, die bekanntlich später für ein Anorthit-Hornblende-Quarzgemenge erklärt wurde; die Mineralbestimmungen der Glieder dieser canadischen „Anorthositformation" sind demnach sehr zweifelhafter Natur und erscheint es nicht unmöglich, dass Wollastonit dort vorkommt. Alle

Digitized by Google

es oft noch fraglich, ob der Kieselsäuremangel jener Vorkommen nicht secundären Ursprunges sei, ob also nicht eigentlich „Entsättigung" vorliege. In allen diesen ungesättigten Urgebirgsmassen sind, insoweit ihr Mineralbestand mit ziemlicher Sicherheit bestimmt ist, Vertreter der Hornblende-Augitgruppe in beträchtlicher und oft ganz vorwiegender Menge nachgewiesen.

Diese Urgebirgsglieder von ungesättigtem Charakter stellen sich als Mittelglieder im chemischen Bestande dar zwischen den reinen Silicatgemengen von gesättigtem Charakter, denen die Hauptmassen entsprechen, und den Carbonat-Silicatgemengen des Kalk-Glimmerschiefers und Cipollins, und diese wiederum leiten über zu den reinen Carbonataggregaten der Urkalk- und -dolomitlager. Erinnern wir uns nun, dass andere Urgebirgsmassen aufzufassen sind als Mittelglieder in der chemischen Mischung zwischen reinen Quarzitlagern einerseits und Glimmerschiefern oder Gneissen andererseits, sowie zwischen Eklogiten, Augititen oder Amphiboliten und hornblendehaltigen Gneissen, so können wir für die chemischen Charaktere aller der vielen verschiedenartigen Massen des Urgebirges im allgemeinen und durchweg Vermittlung nachweisen. Nirgends ist eine scharfe und bestimmte Trennungslinie in der nach ihren Stoffen geordneten Reihe krystallinischer Schieferarten zu ziehen. Dass diese Vermittlung nicht an allen Orten in Erscheinung tritt, ja sogar häufig vermisst wird, kann uns nach der weiter unten gegebenen Kennzeichnung des Wertes der Substanz für die Abgrenzung der Gesteinsindividuen nicht so wichtig erscheinen wie die Thatsache, dass innerhalb des grossen Urgebirgssystems, das eine viel grössere Verschiedenartigkeit seiner Glieder aufweist als wie die Familie der Eruptivgesteine, sich dieselben dennoch in dieser Beziehung nicht streng sondern lassen. Bei aller Manigfaltigkeit des chemischen Bestandes ist durch die Mittelglieder also wieder eine Einheitlichkeit

---

anderen Analysen von ungesättigtem Charakter (bei einem Wassergehalte von nicht mehr als 2 Procent!) weisen auf Gesteine mit vorwaltendem Hornblende- oder Augitgehalte hin, nämlich diejenigen von Hornblendeschiefer von Darmstadt (Roth's Tab. 84, 9.), „Amphilogit" aus dem Zillerthal (61, 6.), Zoisit-Amphibolit und Gabbro aus Niederösterreich (84, 13. 14.), Hornblendegesteine von Ahlön in Finnland (69, 26. 27. und 41. 31. und 44. 32. 39.) und aus Schweden (79, 3.). Bei dem schwedischen Chloritschiefer (84, 1.) und sächsischem Grünschiefer (79, 5.) dürfte eher auf Entsättigung zu schliessen sein.

Digitized by Google

hergestellt, die ganze Reihe der verschiedenartigen Glieder des Urgebirges durch chemische Verwandtschaftsbande zu einer Einheit verknüpft.

Durch Prüfung der chemischen Verhältnisse bin ich also zu einem ganz ähnlichen Ergebnisse gelangt, wie Justus Roth auf Grund morphologisch-histologischer Studien und Erwägungen. „Man muss die ganze Reihe der krystallinischen Schiefer," sagt er in Geol. III, 9, „als eine geologisch-einheitliche, in gleicher Weise entstandene Bildung auffassen." Ihre plane Parallelstructur, die sie ebensowohl primären, als secundären Druckeinwirkungen verdanken können, widerspricht dieser Behauptung sicherlich nicht. Die Entscheidung aber liegt meines Erachtens in Beantwortung der Frage, ob in dem ganzen, mineralogisch und chemisch lagenweis so verschiedenartig entwickelten Grundgebirge geologisch-petrographische Individuen zu unterscheiden sind, ob, mit anderen Worten, dieses ganze gewaltige Urgebirge als ein einziges Individuum oder als eine Mehrheit von solchen bestimmt werden kann.

Nach Rosenbusch's Lehre ist das letztere der Fall. Er hebt, wie schon angeführt, den jähen mineralogischen Bestandswechsel der aufeinanderfolgenden Lager hervor und betont, es gebe „keine eigentlichen Mischungszonen". Dem kann man schon entgegenhalten, dass die peripherischen Partien vieler Urkalk- und -dolomitlager (cf. Roth, Geol. II, 518—527) doch schwerlich anders aufzufassen und zu bezeichnen sind. Rosenbusch hatte aber wahrscheinlich diejenigen Vorkommen im Sinne, die sich in ihrem Mineralbestande als streng von einander getrennt haltende Zonen, oft in Wechsellagerung, aufweisen. Da gelangen wir aber wieder zu einer die Grundlagen der Petrographie berührenden und nach ihrer verschiedenen Beantwortung ganz von einander abweichende Auffassungen der geologischen Producte bedingenden Frage, ob nämlich die Verschiedenheit des stofflichen, mineralogischen oder chemischen Bestandes die Unterscheidung von Gesteinsindividuen berechtige und beweise. Wodurch ist ein Gesteinsvorkommen als Individuum gekennzeichnet? Müssen zwei Gesteinsmassen schon aus dem Grunde als verschiedene Individuen gelten, weil sie von einander abweichenden Mineralbestand aufweisen?

Der Mineralog und Chemiker wird diese Frage mit Ja beantworten; verschiedenartige Aggregate sind von diesen Standpunkten aus getrennt zu halten. Dies braucht jedoch noch nicht für den Geo-

Digitized by Google

logen und Petrographen entscheidend zu sein. Allerdings werden viele Petrographen geneigt sein, verschiedenartige Mineralaggregate verschiedenen Gesteinsarten, mithin auch getrennten Gesteinsindividuen zuzuweisen. Es ist das durch den Entwicklungsgang der Petrographie aus der Mineralogie zu erklären. Wem ein Gestein nur ein bestimmtes Mineralaggregat von beträchtlicher Masse bedeutet, der muss sogar folgerichtig die Gesteine auch nach der mineralogischen Verschiedenheit getrennt halten. Diese Aggregatdefinition kann als Symptom knechtischer Abhängigkeit vom Stoff gedeutet werden, und droht die Petrographie auf diesem Wege in die Sklaverei der Mineralogie zu verfallen. Der Geolog, der einen höheren und freieren Standpunkt für seine Betrachtung der Gesteine zu gewinnen strebt, wird diese sowohl nach ihrer Function (als Bausteine der Erdkruste), als auch und ganz besonders als Erzeugnisse der Erdentwicklung auffassen und kann da den substanziellen Verhältnissen, mineralogischen wie chemischen, nicht die oberste Entscheidung in der Frage nach ihrer Unterscheidung zugestehen. Auch lehrt die Beobachtung an zweifellos als Individuen erkannten Eruptivmassen, dass der stoffliche Bestand innerhalb ihrer einzelnen Partien nicht genau übereinstimmt, sondern unter Umständen (in verschiedenen Faciesentwicklungen) sehr erheblich von einander abweicht, also seine Gleichartigkeit schwerlich als Kriterium der Individualität hingestellt oder festgehalten werden kann.

Nach meiner, hier 1890, pag. 467 dargelegten Meinung ist jedes Gesteinsindividuum als Product eines nach Art, Raum und Zeit abgeschlossenen geologischen Processes gekennzeichnet; sein Mineralbestand entscheidet also über seine Individualität nicht. Zwei vergesellschaftete Gesteinsmassen von verschiedenem Bestande sind demnach nur dann zwei verschiedenen Gesteinsindividuen zuzurechnen, wenn entweder die Art ihrer (primären) Bildung eine verschiedene war (Erstarrung, chemischer Niederschlag, mechanische Ablagerung) oder ihre morphologischen und histologischen Eigenthümlichkeiten (Schicht- und Contactflächen, vom Contact bedingte Structuränderungen und ähnliche Erscheinungen) eine Altersverschiedenheit derselben, eine zeitliche Unterbrechung des Bildungsvorganges erweisen. Wo diese Kennzeichen fehlen, ist man nach dieser Anschauungsweise trotz verschiedenartigen Bestandes nicht berechtigt, die Gesteinsmassen verschiedenen Gesteinsindividuen zuzutheilen. So sind unter Umständen Anhydrit-, Kieserit- und Carnallit-

Digitized by Google

zonen mit den zwischengelagerten Steinsalzmassen zusammen als nur ein einziges Gestein aufzufassen. Dasselbe kann nun auch von den verschiedenartigen, wechsellagernden Zonen von normalem und Diallaggranulit gelten, und wir gelangen so schliesslich zur Frage, ob es nicht auch von sämmtlichen krystallinischen Schiefern anzunehmen ist.

Den Grund, warum ihnen allen eine und dieselbe, also gleichartige Bildungsweise zuzuschreiben sein möchte, habe ich oben angeführt. Es erübrigt also nur noch zu entscheiden, ob Thatsachen vorliegen, die periodische Unterbrechungen dieses Vorganges bestimmt erweisen. J. Roth hat bereits dahin entschieden (Geol. III, 10), dass dies nicht der Fall sei, nirgends sei eine „Discontinuität der Entwicklung, eine durch Intermittenzen oder Pausen periodisch unterbrochene Ausbildung" zu erkennen. In der That dürfte auch bis jetzt aus krystallinen Schiefern keine einzige Schichtgrenzfläche bekannt geworden sein, die bei zweifellos primärer Natur in ihrer Ausbildung den Begrenzungselementen mariner Gebilde oder eruptiver Massen gleichgestellt werden könnte. Doch ist einzuräumen, dass daran nur Unachtsamkeit die Schuld tragen könne, und dass erst, wenn fernerhin dieser Erscheinung grösseres Interesse geschenkt werde, von ausgedehnterer Beobachtung, also in späterer Zeit diese Frage entschieden werden möge. Doch ist es wohl jetzt schon gestattet, darauf hinzuweisen, dass im Falle der Entscheidung zu Gunsten von Roth's Behauptung wir geologisch nicht mehr berechtigt sein werden, eine Mehrheit von krystallinischen Schiefern zu unterscheiden; die verschiedenen Vorkommen von Gneiss, Granulit, Glimmerschiefer, Urkalkstein und andere mehr, werden uns dann als nur verschiedenartige Partien (Zonen, Facies) eines einzigen, gewaltigen Individuums gelten, das wir am besten wohl als Grund- oder Urgebirge bezeichnen, dessen obere Grenzfläche durch secundäre Vorgänge verändert, verwischt und unkenntlich gemacht ist, dessen untere aber, uns unzugängliche, vielleicht (in dem Fall der von der Kruste aus nach dem Mittelpunkte fortschreitenden Erstarrung des Erdinnern) nur immer vorübergehenden Bestand besitzt und sich stetig bis zur schliesslichen Vernichtung im Erdmittelpunkte verkleinert.

Digitized by Google

IV. Abweichende Lehren über die Abhängigkeit des mineralogischen vom chemischen Bestande.

Im Anschlusse an eine abweisende Kritik der von mir in diesen Mittheilungen im Jahre 1891 angegebenen Methode der Vergleichung und Anordnung der Eruptivgesteine nach ihrem chemischen Bestande verkündet Herr G. Linck im Neuen Jahrbuch f. Min., 1893, I, 486 eine Reihe von Lehrsätzen, welche der Wahrheit näher kommen sollen als die meinigen. Letztere aufzustellen, gibt er damit zu verstehen, war recht überflüssig, da man Besseres schon gefunden und erkannt hatte. Das Urheberrecht der von Herrn Linck vertretenen Lehren darf ich, obwohl er sich auf mehrere Vorarbeiter oder Vordenker beruft, hier dennoch wohl ihm allein zurechnen, wenn ich sie im folgenden einer Prüfung unterwerfe, die ich mich bestreben werde vorurtheilsloser durchzuführen, als dies seinerseits geschehen ist.[1]) Hätte Herr Linck seinen Behauptungen Beweisversuche mit

[1]) Herr G. Linck verwirft meine Methode anscheinend nur deshalb, weil er auf die Molecularproportionen schwört, die in geheimnisvoller und wenigstens unbewiesener Weise das Wesen der Gesteine bestimmen sollen; er behauptet, dass die von den Analysen gebotenen Procentzahlen niemals als Grundlage zum Vergleiche dienen dürfen, „weil sie gar keine chemisch vergleichbaren Grössen sind!“ Warum sind sie dies denn nicht? Welches Recht zu solchem Verbote glaubt Herr Linck zu besitzen? Doch versucht er wenigstens noch an einem Einzelfalle nachzuweisen, wie unstatthaft und falsche Ergebnisse liefernd meine Methode sei; er behauptet, dass ihr zufolge das Leucitgestein von der Roccamonfina und der Porphyrit von Bettingen (Roth, 1873, 1) in eine Gruppe zusammengefasst würden. Wäre dies wirklich der Fall, so könnte Herr Linck wohl Recht haben, das ihm jeder Leser seiner Kritik, der nicht darüber nachdenkt und weiter nachforscht, schon auf seine Erklärung hin geben wird. Das ist ja aber eine Unterstellung! Nach meiner Eintheilungsweise der Eruptivgesteine gehören beide Gesteinsvorkommen noch nicht einmal in eine gemeinsame Classe (die Herr Linck vorher aufgezählt hatte!), geschweige denn in eine Gruppe! Das eine zeigt Kali-, das andere Alkalienvormacht! Diese Fälschung meiner Behauptungen, die wohl nicht böswilliger Absicht, sondern eher Flüchtigkeit zuzurechnen ist, kennzeichnet meines Erachtens die Oberflächlichkeit und Voreingenommenheit, mit denen, wie die Mehrzahl der über meine Arbeiten erschienenen Kritiken, so auch die seinige durchgeführt ist.

Wenn er nun zum Schlusse derselben, den Vorwurf schulmeisterlichen Besserwissens nicht scheuend, seine eigenen Behauptungen vorbringt, so bleibt noch die Inconsequenz wunderbar, mit der er, der eben erst die von den Analysen gebotenen Procentzahlen als Vergleichsmaterial verworfen hat, gerade auf diese seine Lehren aufbaut; denn dass seine vorgerügte Flüchtigkeit soweit gegangen sei, dass er ent-

Digitized by Google

auf den Weg gegeben, so könnte ich zunächst diese zu widerlegen versuchen; da solche fehlen, muss ich bei der Kritik der von ihm verkündeten vier Sätze, die in ihrer Bestimmtheit nothwendig einen grossen Eindruck auf den Leser machen müssen, meine eigenen Wege gehen und glaube mich auf eine kurze, wenn auch dieserhalb zum Theile aphoristische und nur andeutende Begründung meiner Ablehnung derselben beschränken zu dürfen.

Die erste Behauptung lautet: „Es hängt von dem Verhältnis der Summe der Säuren zu der der Basen ab, ob freier Quarz, ob Nephelin und Leucit oder Feldspäthe zur Ausscheidung gelangen."

Dieser Satz erinnert an die alte Theorie des Sauerstoffquotienten von G. Bischof oder Tschermak, und hat mir denn auch die Vergleichung der Resultate, die man in Befolgung beider erhält, Aehnlichkeiten derselben im grossen und allgemeinen bei manchen auffallenden Abweichungen im einzelnen ergeben.

Wäre die Lehre richtig, so müsste man aus dem Quotienten, der das Verhältnis der Säuren zu der der Basen angibt, für jedes Gestein bestimmen können, ob es freie Kieselsäure enthalte oder nicht, und in letzterem Falle, ob es nur Feldspath führe oder ob es neben ihm oder diesen sogar ganz verdrängend „Feldspathvertreter" enthalte; es würden also für diese mineralogisch verschiedenartigen Gesteine Grenzwerthe jener Quotienten festzustellen sein. Dies ist jedoch nicht der Fall. Statt ausführlicher theoretischer Widerlegung beschränke ich mich auf die Anführung von zwei Reihen solcher Quotienten, erhalten bei Theilung der Säuresumme durch die der Basen; die erste Reihe zeigt, dass gleich hohe Quotienten Gesteinen sowohl mit als auch ohne Quarz entsprechen, die zweite Reihe lehrt dies von den Feldspathvertretern; aus der Verbindung beider Reihen aber wird man ersehen, dass man nach dem betreffenden Quotienten, sobald sein Wert zwischen 0·91 und 1·60 fällt, gar Nichts bezüglich des Mineralbestandes mit Sicherheit urtheilen kann: das Gestein kann da ebensowohl Quarz führen als auch Leucit oder auch keines von beiden Mineralien! Mit solchen mangelhaften Auskünften dürfte sich aber in jetziger Zeit keine Theorie Dank verdienen.

---

gegen dem Wortlaute statt der Procentzahlen die Molecularproportionen gemeint habe und gesetzt wissen wolle, wäre ja wohl beleidigend anzunehmen. Uebrigens würden durch diesen Tausch seine Lehrsätze noch nicht richtiger werden.

Digitized by Google

Die den Gesteinsnamen hinzugefügten Zahlen geben die Stellen in Roth's Tabellen an, z. B. Augitandesit 84, 23 = Augitandesit Nr. 23 in Roth's 1884 erschienenen Tabellen.

Quarzführende Gesteine.	Quot.	Quarzfreie Gesteine.
	1·79	Augitandesit 84, 23. Yate.
Dacit 84, 1. Büdösch Hegy	1·77	
	1·76	Augitandesit 84, 24. Yate.
Granit 84, 11. Vogesen	1·75	
	1·74	Hornblendeandesit 84, 3. Tajumbino.
	1·71	Diabas 79, 9. Ilmsenberg.
Granit 84, 10. Vogesen	1·67	
Dacit 79, 1. Zuckerhut	1·67	
	1·66	Augitandesit 84, 26. Shasta.
	1·64	„ 73, 4. Cachofruto.
Quarz-Augitandesit 79, 1. Nevada .	1·63	
	1·62	Trachyt 79, 7. Colorado.
	1·62	„ 73, 13. Ischia.
	1·62	Augitandesit 73, 3. Pichincha.
Porphyrit 84, 24. Cevedale	1·61	„ 84, 3. Pantelleria.
	1·61	Gestein der Puyskette 73, 3.
Granitporphyr 79, 68. Vogesen . . .	1·59	
Granit 73, 9. Schweden	1·58	
Porphyrit 84, 3. Lugano	1·57	
	1·56	Trachyt 73, 17. Ischia.
	1·56	Augitandesit 79, 6. Siebenbürgen.
	1·56	„ 84, 1. Pantelleria.
	1·55	Gestein der Puyskette 73, 12.
	1·55	„ „ „ „ 18.
Diorit 79, 11. Aostathal	1·52	
Quarznorit (Gl. Dior.) 84, 19. Tirol.	1·51	Augitandesit 73, 11. Java.
Granit 73, 12. Schweden	1·48	
	1·47	Augitandesit 84, 2. Pantelleria.
	1·44	Monzonit 79, 1.
Diorit 79, 1. Vogesen	1·43	
	1·42	Trachyt 79, 14. Ischia.
Diorit 73, 11. Schweden	1·41	Augitandesit 84, 19. Réunion.
Porphyrit 84, 22. Cevedale	1·38	
Dacit 79, 4. Hajto	1·38	
	1·36	Augitandesit 73, 10. Java.
	1·35	„ 84, 20. Réunion.
Diorit 84, 4. 5. Val Forno	1·34	Trachyt 73, 8. M. Dore.
„ 79, 35. Minnesota	1·31	Hornblendeandesit 79, 4. Palma.
	1·28	„ 79, 5. Tenerife.
Granit 79, 50. Nevada	1·24	
Diorit 73, 3. Schweden	1·24	

Digitized by Google

	1·23	Dolerit **84**, 4. Frauenberg.
Diorit **73**, 8. Schweden	1·22	
	1·21	Melaphyr **84**, 5. O. Kunzend.
Diorit **79**, 4. Vogesen	1·18	Dolerit **84**, 13. Dalles.
Granit **73**, 11. Schweden	1·17	
	1·15	Melaphyr **84**, 2. Mulatto.
	1·00	Aetnalaven im Mittel.
Diorit **79**, 3. Vogesen	0·96	
	0·95	Dolerit **84**, 5. Schelmeneck.
Diorit **79**, 29. Minnesota	0·93	„ **69**, 32. Meissner.

Gesteine ohne Feldspathvertreter.		Feldspathvertreterführende Gesteine.
	1·60	Trachyt **69**, 4. Marialithphon. Cuma.
	1·53	„ **69**, 1. Leucitphonolith. Cimino.
(Siehe vorige Reihe)	1·48	„ **69**, 2. „Petrisco". Cimino.
	1·46	Phonolith **79**, 7. Noronha.
	1·44	„ **79**, 6. Miaune.
	1·41	Leucitgestein **73**, 7. Roccamonfina.
	1·34	Nephelinsyenit **84**, 2. Foya.
	1·32	Phonolith **84**, 1. Zittau.
	1·30	„ **73**, 3. Wolfrock.
	1·28	Leucitgestein **79**, 2. Wyoming.
	1·26	Phonolith **84**, 3. Hohentwiel.
	1·21	Leucitgestein **69**, 35. Bolsena.
	1·08	Phonolith **79**, 5. Ferru.
	1·07	Leucitgestein **69**, 37. Schorenberg.
	1·05	„ **84**, 35. Antao.
	1·02	„ **69**, 38. Perlerkopf.
	0·98	Leucitgestein **69**, 36. Selberg.
	0·95	Nephelingestein **79**, 9. Colorado.
	0·94	„ **69**, 11. Odenwald.
	0·92	Vesuvlaven, im Mittel.
	0·92	Nephelinbasalt **79**, 10. Arizona.
	0·92	Nephelinit **69**, 10. Odenwald.
Dolerit **69**, 33. Meissner	0·91	Leucitophyr **79**, 8. Frosinone.
„ **84**, 11. Cascadengebirge . .	0·91	
„ **79**, 5. Meissner	0·90	Leucitophyr **69**, 32. R. d. Papa.
Diorit **79**, 7. Schweden	0·89	
	0·88	Nephelinit **69**, 9. Odenwald.
Gesteine der Puyskette **73**, 1. . . .	0·87	Buchonit **73**, 1. Rhön.
Gabbro **79**, 7. Niederösterreich . .	0·87	Leucitophyr **69**, 33. L. d. Nemi.
Diabas **73**, 9. Harz	0·85	„ **69**, 7. Frosinone.
„ **79**, 4. Schweden	0·84	„ **69**, 31. Capo di bove.
„ **79**, 13. „	0·84	„ **69**, 35. Sperone.

Digitized by Google

	0·83	Nephelinbasalt **84**, 5. Naurod.
Dolerit **79**, 7. Remagen	0·81	
Corsit **79**, 1.	0·81	
	0·80	Nephelinbasalt **84**, 4. Klausen.
Anorthitgestein **69**, 5. Costarica . .	0·78	
	0·76	Nephelinbasalt **84**, 6. Meiches.
Diorit **79**, 10. Schweden	0·74	

Der zweite von Linck verkündete Lehrsatz: „von dem Verhältnisse $Al_2O_3 + Fe_2O_3 : CaO + MgO + FeO$: Alkali hängt es ab, ob und in welcher Menge sogenannte basische Mineralien krystallisiren und welcher Art diese sind", ist wie mancher andere wahrscheinlich entstanden nur durch die Verallgemeinerung von Schlüssen, die aus der Vergleichung eines beschränkten, vielleicht nicht einmal mit Geschick ausgewählten Materials gewonnen waren. Einer Prüfung an einer grösseren Analysenreihe hält er wenigstens nicht Stand. Welches die „sogenannten basischen Mineralien" sein sollen, deren Art und Menge man aus oben genanntem Verhältnisse ersehen soll, gibt Herr Linck zwar gar nicht an, doch darf man wohl vermuthen, dass er ebensowohl die sogenannten Feldspathvertreter (Leucit u. a.), als auch die Bisilicate, Olivin und Glimmer darunter versteht. Mit seiner Behauptung macht er also sehr grosse Versprechungen, die durch jene aber nicht mehr und nicht weniger erfüllt werden als durch die alte, ungenügend befundene Eintheilung der Gesteine in saure und basische; nur was man auf Grund der letzteren, die den Vorzug grösserer Einfachheit vor jener besitzt, bezüglich des Mineralbestandes schliessen darf, das mag man oft auch mittelst des genannten Verhältnisses erkennen. Sichere Bestimmungen und scharfe Grenzlinien zwischen verschiedenartigen Gesteinsgruppen erhält man aber nicht. Bei ungefähr allen denjenigen Gesteinen, die man als saure bezeichnet, stellt sich nämlich das mittlere Glied des angegebenen Verhältnisses als die geringste Grösse dar, z. B. für die Elvans $16{\cdot}29 : 3{\cdot}74 : 6{\cdot}47 = 4{\cdot}35 : 1 : 1{\cdot}73$; dies thut es aber auch bei vielen Gesteinsvorkommen, die manche Forscher sich bedenken werden, den „sauren" zuzurechnen, nämlich den Nephelinsyeniten und Phonolithen, andererseits jedoch thut es dies nicht bei vielen Gesteinen, die doch wohl als saure zu bezeichnen sein würden, da sie mehr als 59 Procent Kieselsäure enthalten, so bei Syenit von Biella,

Digitized by Google

Granit der Vogesen, Felsophyr von Lugano, Quarzglimmerdiorit von Klausen in Tirol, Hornblendegranit aus Schweden, Orthoklasporphyr von Oberhausen, Kersantit des Fichtelgebirges u. a. m.

Wie bei vorgenannten, so bei allen basischeren Gesteinen stellen die Alkalien das geringste Glied zu dem verlangten Verhältnisse, während die Menge von (*Fe*, *Mn*, *Mg*, *Ca*)*O* mit der zunehmenden „Basicität" so anwächst, dass sie sogar diejenige der Sesquioxyde überflügelt. Da letzteres oft bei Gesteinen beobachtbar ist, die „Feldspathvertreter" enthalten, könnte man geneigt sein, es als Kennzeichen derselben aufzufassen. Dies geht aber auch nicht. Denn einerseits bleiben bei vielen solchen Gesteinsvorkommen die Sesquioxyde in der Vormacht, nämlich abgesehen von den schon erwähnten Phonolithen und Nephelinsyeniten z. B. bei den Laven des Vesuv und von Frosinone, Nephelinit des Odenwalds, Buchonit von Poppenhausen, Nephelingestein von Naurod in Nassau, andererseits zeigt auch eine ganze Reihe von Gesteinen, die keine „Feldspathvertreter" enthalten, das Mittelglied des Verhältnisses als grösstes, nämlich u. a. Diorit aus Minnesota, Diabas aus Nassau und vom Harz, Gabbro vom Harz und aus Niederösterreich, Dolerit vom Ziegenhals, vom Meissner, von Pantelleria, Dalles, Cascadengebirge und vom Kilauea, sowie die Aetnalaven.

Dritter Satz: „Das Verhältnis $K_2O : Na_2O$ ist bedingend für die Bildung von Leucit und Nephelin, respective Orthoklas und Plagioklas."

Soweit diese Behauptung das Verhältnis der Feldspathsubstanzen zu bestimmen unternimmt, ist sie gewiss nicht neu, sondern wird wohl von allen Petrographen anerkannt und habe ich ja meine Theorie sogar darauf begründet; ob sie aber auch für die ausgebildeten Mineralien gelten darf, das überlasse ich gern Herrn Linck zu beweisen, u. a. auch gegenüber dem von ihm citirten Lagorio, der in sauren Gesteinen das Natron vorzugsweise in Sphärolithe und „Anorthoklase" eintreten lässt.

Aber was Leucit und Nephelin betrifft, so würde mir ein Beweis dieser Behauptung die grösste Anerkennung abnöthigen, nachdem ich in diesen Mittheilungen 1892, pag. 126 schon bekannt habe, dass es mir nicht gelungen ist, sichere Kennzeichen der Art der „Feldspathvertreter" aus der Bauschanalyse zu ermitteln. Dass Herr Linck auch hier unterlassen hat, einen Beweisversuch beizufügen,

Digitized by Google

muss ich umsomehr bedauern, da ich ihm doch in der von ihm kritisirten Abhandlung das Material so bequem geboten habe. Denn in erster Linie müsste man den Sachverhalt an den phonolithischen Gesteinen erkennen können. Nun verhalten sich beim Leucitphonolith des Laacher Sees $Na_2O : K_2O = 10{\cdot}46 : 4{\cdot}59 = 2{\cdot}28 : 1$, bei dem des M. Cimino wie 2·31 : 1, bei Nephelinphonolithen aber im Mittel zwar wie 1·89 : 1, bei Schwankungen jedoch zwischen 4·01 : 1 (Wolfrock) und 1·39 : 1 (Roche Sanadoire); diese Mengenverhältnisse bei den Leucitphonolithen fallen mithin ganz zwischen die entsprechenden Grenzwerte bei den Nephelinphonolithen! also auch dieser Weg führt nicht zur Erkenntnis.

Vielleicht wird man gerade in diesem Falle geneigt sein, die Molecularproportionen zu Hilfe zu nehmen. Dass deren Bedeutung und Wichtigkeit noch geheimnisvoll und unbewiesen ist, kann ja kein Grund für ihre Ablehnung sein, da wir auf diesem ganzen Gebiete erst an vereinzelten Stellen zu einer Ahnung, jedoch noch beiweitem nicht zu einer Erkenntnis der Causalität gelangt sind. Je geheimnisvoller aber ein Verhältnis ist, desto verheissungsvoller ist es auch. Ausser diesen Reizen bietet die Lehre von den Molecularproportionen dem petrographischen Theoretiker noch einen geschätzten realen Vortheil: sie verlangt nämlich eine solche Menge von Rechnerei, dass die Mehrzahl der Leser geneigt sein wird, die Versicherungen des Theoretikers auf Treu und Glauben hinzunehmen, ohne sich der Mühe der rechnerischen Controle zu unterziehen.

Aber auch, wenn man an Stelle der von den Analysen gebotenen Procentzahlen die ihnen entsprechenden Molecularproportionen treten lässt, erhält man keine befriedigenden Ergebnisse, wie nachstehende Reihe zeigt. Oben dargelegtes Verhältnis wird da für die phonolithischen Gesteine nicht wesentlich geändert, und ein ganz ähnliches zeigt sich für die basaltischen; in vielen von diesen treten bekanntlich Leucit und Nephelin nebeneinander auf, doch besitzen auch von Leucit ganz oder ziemlich freie Nephelinbasalte angenähert gleiche Quotienten (erhalten durch Division der Molecularproportion des Natrons durch diejenige des Kalis) wie entsprechende Leucitgesteine, z. B. die zum Schluss der Reihe gestellten Vorkommen.

Digitized by Google

Nephelingesteine.	Quotient	Leucitgesteine.
	3·50	Leucitphon. (Trach. **69**, 1.) Cimino.
Phonolith **69**, 7. Borczen . . .	3·31	
„ **79**, 6. Miaune	3·23	
Nephelinit **69**, 6. Eifel	3·21	
„ „ 7 „	2·94	
Phonolith **84**, 9. Cap Verde . .	2·88	
Nephelinbasalt **79**, 2. Eifel . . .	2·87	
„ **84**, 4. Klausen .	2·70	
Phonolith **79**, 5. Ferru	2·63	
	2·38	Leucitbasalt **73**, 7. Laacher-See.
Nephelinit **69**, 3. Eifel	2·28	
„ **69**, 5. „	2·22	
Phonolith **79**, 7. Noronha . . .	2·21	Leucitgestein **69**, 36. Selberg.
	2·14	„ **69**, 37. Schorenberg.
Phonolith **69**, 8. R. Sanadoire .	2·09	
„ **84**, 10. Cap Verde . .	1·93	
Foyait (nach Jannasch) . . .	1·86	
	1·83	Leucitbasalt **73**, 6. Laacher-See.
	1·80	„ **73**, 9. „
Phonolith **84**, 1. Zittau	1·71	
Nephelinit **69**, 2. Eifel	1·70	
„ **73**, 1. Herchenberg .	1·52	
	1·43	Leucitgestein **69**, 38. Perlerkopf.
	1·41	Leucitbasalt **73**, 10. Laacher-See.
Nephelinbasalt **79**, 1. Eifel . . .	1·37	
	1·34	Leucitgestein **69**, 34. Sperone.
Nephelinbasalt **79**, 10. Arizona .	1·28	

Mit dem vierten Lehrsatze: „Die Art der sogenannten basischen Gemengtheile steht in Beziehung zu dem Verhältnisse $CaO : MgO + FeO + MnO$“, kehrt Herr Linck zum Gegenstand des zweiten zurück; diesem soll wohl dadurch eine Ergänzung oder Sicherung gegeben werden, und ausserdem darf man wohl vermuthen, da diesmal die Alkalien nicht mit berücksichtigt werden, dass hier unter den „sogenannten basischen Gemengtheilen“ nur Glimmer, Bisilicate und Olivin gemeint sind.

Auch diese Behauptung zu prüfen, hatte ich Herrn Linck durch die in der kritisirten Abhandlung mitgetheilten Analysen erleichtert; an und für sich ist sie ja nicht unwahrscheinlich, aber es kommt eben auf ihren Beweis an.

Betrachten wir daraufhin zunächst ein paar Analysenkreise, die für ein und dasselbe Gesteinsindividuum, beziehungsweise Collectiv-

Digitized by Google

individuum vorliegen. Bei den in diesen Mitth. XII, pag. 208 mitgetheilten Analysen des Amiatagesteins schwankt das Verhältnis *(Fe, Mn, Mg) O : CaO* bei Nr. 1—6 zwischen 1·38 : 1 und 1·09 : 1 mit dem Mittel 1·23 : 1, in Nr. 7 aber beträgt dasselbe 0·96 : 1; welche Veränderung der basischen Gemengtheile hat da stattgefunden? Der Analytiker und Erforscher dieses Vorkommens, J. F. Williams, erwähnt als Abweichung im Mineralbestande von dem übrigen Amiatagesteine nur einen erheblicheren Gehalt an Schwefelkies; sollte dieser von Linck als basischer Gemengtheil gemeint sein? — Bei den meisten Analysen von Laven des Vesuv und des Aetna finden wir (Zeitschr. f. Naturw., Halle 1892) die Menge des Kalkes grösser als diejenige des anderen Verhältnisgliedes, bei vielen aber wiederum geringer, und doch lässt sich für beide Gesteine kein entsprechender Wechsel in der „Art" der basischen Gemengtheile nachweisen!

Dehnen wir aber unsere Untersuchung auf die von mir in die (der kritisirten Abhandlung beigegebene) Analysentafel zur Gesteinsgruppen-Typenaufstellung aufgenommenen Analysen aus, soweit bei diesen die beiden Oxydationsstufen des Eisens getrennt gehalten sind, so finden wir, dass die Zahlen des geforderten Verhältnisses allgemein und in weiten Grenzen schwanken, und dass die Mehrzahl aller Gesteinsvorkommen mehr Kalk als Eisen- und Manganoxydul mitsammt Magnesia enthalten; bei vielen Gesteinen jedoch waltet das umgekehrte Verhältnis ob, ohne dass man die Ursache in einem Gehalte an basischen Gemengtheilen von anderer Art feststellen könnte; keinesfalls gelingt dies wenigstens generell für die Führung von Glimmer, Hornblende, Augit, Diallag, Olivin. In Einzelfällen allerdings will es manchmal scheinen, als ob der Grund damit ermittelt wäre, so z. B. bei dem augitführenden „Suldenit", der von den anderen Cevedalediorіten in diesem Verhältnisse abweicht, vielleicht auch für den Cap Verden-Phonolith gegenüber den übrigen, aber warum zeigt der Gangdiorit der Vogesen ein anderes Verhältnis (0·78 *(Fe, Mn, Mg) O* : 1 *CaO)* als der stockförmige (1·05 : 1)? Warum ist bei den Gabbros von Prato, aus Minnesota und aus Nieder-Oesterreich Kalk in der Majorität, bei denen von Ivrea und vom Harze dagegen in der Minorität? Und wie erklären sich diese Verhältnisse bei den Doleriten (Ziegenhals 2·39 : 1; Oregon 1·84 : 1; Kilauea 1·64 : 1; Pantelleria 1·49 : 1; Meissner 1·48, beziehungsweise 1·43 : 1; Sababurg 1·42 : 1; südliche

Digitized by Google

Rhön 1·25 : 1; Cascadengebirge 1·18 : 1; Schelmeneck 0·98 : 1; Costarica 0·83 : 1; unt. Mainthal 0·79 : 1)?

Da wird man wohl einräumen müssen, dass eine der Linck'schen Behauptung entsprechende Gesetzmässigkeit nicht erkennbar oder nachweisbar ist.

Und auch in diesem Falle würde die Behauptung nicht richtiger werden dadurch, dass man an Stelle der Procentzahlen die Molekularproportionen treten liesse. Naturgemäss ist dies auch gar nicht zu erwarten; denn die Verhältnisse der Molekularproportionen weichen zwar von denen der Procentmengen ab, da aber jene durch constante Divisoren (die Molekulargewichte) aus letzteren erhalten werden, müssen die Vergleiche von beiderlei Verhältnissen für verschiedene Gesteine dieselben Ergebnisse liefern. Um aber zu überzeugen, führe ich nachstehend eine Reihe von Werten an, welche aus den Analysen gewonnen sind, die ich ohne absichtliche Auswahl den neueren Roth'schen Tabellen entnommen habe, auf die sich beigegebene Ziffercitate beziehen. Der dem Verhältnisse der Molekularproportionen von $(FeO + MnO + MgO)$ zu CaO entsprechende Quotient ist vorangestellt und nach seiner Grösse habe ich die Reihe geordnet, von der jeder Petrograph wird einräumen müssen, dass sie sehr „bunt" ist, und zwar auch hinsichtlich der Art der in den einzelnen Gesteinsvorkommen vorhandenen basischen Gemengtheile. Die Werte des Quotienten schwanken eben oft ganz ungemein nicht allein für dieselbe Gesteinsart, sondern auch für die Analysen desselben Gesteinsvorkommens; als Beleg hierfür gebe ich noch an, dass man für Elvan aus Cornwall (1879, 43 und 45) als Quotienten einmal 0·60 und dann den fünfzehnfachen Betrag davon, nämlich 9·09 erhält!

Quotient			
7·20	Granit	79, 42	Cornwall.
2·66	Leucitgestein	79, 1	Wyoming.
2·64	Augitandesit	84, 18	Luzon.
2·39	Dolerit	84, 2	Ziegenhals.
2·39	Granit	79, 25	Vogesen.
2·37	Nephelingestein	79, 9	Colorado.
2·22	dtto.	84, 6	Meiches.
2·20	Porphyr	79, 1	Fichtelgebirge.
2·15	Nephelingestein	84, 13	Gunzenau.
2·13	Dolerit	84, 15	Ferdinandea.
2·07	Porphyr	79, 20	Tirol.
1·89	Dolerit	84, 13	Dalles.

Digitized by Google

Quotient			
1·77	Dolerit	79, 5	Meissner.
1·69	Nephelinbasalt	84, 7	Ottendorf.
1·58	Dolerit	84, 16	Pantelleria.
1·51	Nephelinit	84, 5	Neurod.
1·50	Augitandesit	84, 17	Luzon.
1·49	Nephelinit	73, 1	Herchenberg.
1·39	Augitandesit	84, 1	Pantelleria.
1·38	Dolerit	84, 4	Frauenberg.
1·34	Porphyr	79, 5	Hochwald.
1·33	Granit	79, 74	Vogesen.
1·28	Dolerit	84, 11	Cascadengebirge.
1·20	dtto.	84, 3	Breitfirst.
1·11	Nephelinbasalt	79, 3	Bischofsheim.
1·03	Augitandesit	84, 23	Yate.
1·00	Nephelingestein	79, 5	Poppenhausen.
1·00	Augitandesit	84, 8	Chimborazo.
0·99	Hornblendeandesit	84, 4	Californien.
0·96	Vesuvlaven	73, 1 und 2.	
0·85	Buchonit	73, 1	Rhön.
0·85	Augitandesit	84, 24	Yate.
0·84	Dolerit, Gestein der Puysk.	73, 6.	
0·72	Granit	79, 70	Vogesen.

Durch vorstehende Darlegungen dürfte erwiesen sein, dass die vier Linck'schen Behauptungen bezüglich des Verhältnisses zwischen chemischem und Mineralbestand der Eruptivgesteine vor gerechten Anforderungen nicht stichhalten.

Digitized by Google

XXV. Notiz.

Molybdänverbindungen im Serpentin des Rothenkopfs, Zillerthal.

Kurz nach meiner Auffindung des Molybdänits (Beud.) und Molybdits (Dana) in dem grossartig ausgebreiteten Steinkaar des Rothenkopfs im Schwarzensteingrund — sandte ich die betreffende Notiz mit einer Probe Herrn Hofrath Ritter von Zepharovich in Prag, welcher in einem Briefe vom 21. October 1889 das von mir für neu gehaltene Vorkommen als solches bestätigte und dasselbe — in Serpentin — ebenfalls für auffallend hielt. Der unermüdliche, berühmte Mineraltopograph erkrankte unmittelbar darauf und wurde beklagenswerterweise bald allzufrüh der Wissenschaft entrissen. Im Juli 1890 erhielt ich von Frau von Zepharovich die gesandte Probe mit der so traurigen Nachricht zurück, und der verdienstvolle Bearbeiter des III Bandes des Mineraliexikon für Oesterreich fand keine zurückgebliebene Notiz über das neue Vorkommen vor, um dieselbe für jenen Schlussband benützen zu können.

Einer liebenswürdigen Aufforderung Herrn Professor Dr. Becke's folgend, gestatte ich mir nun nachträglich den Fund zu beschreiben:

Im August 1889 fand ich im Steinkaar des Rothenkopfs, nahe am Schwarzen See, circa 50 Meter über dessen Spiegel (etwa gegenüber dem Pfade von der Berlinerhütte herauf) in dem Meere der abgestürzten Serpentinfelsen aller Grössen, vor allem zwei nahebeisammenliegende grosse Blöcke von etwa $1^1/_2$ Cubikmeter Inhalt, welche sofort meine Aufmerksamkeit in hohem Masse fesselten. Der eine dieser scharfkantigen Abstürzlinge enthielt — mitten im Serpentin — über mannshandgrosse, bis zolldicke, sich scharf auskeilende Platten eines derben, schönen und reinen Magnetits, der sich später als stark polar-attractorisch und titanhältig erwies, und welcher mir von dieser bereits 1885 aufmerksam durchsuchten Fundstätte bislang unbekannt war. (Das oktaëdrische Magneteisen — im Chloritschiefer — findet sich anderswo am Rothenkopf.) Der andere Block aber enthielt die beiden erwähnten Molybdänverbindungen, welche sofort als solche meinen Begleitern gegenüber von mir angesprochen wurden. Sie fanden sich in kleinen knolligen oder unebenen und unregelmässigen Partien und eingesprengt — aber nicht direct in der harten, schwärzlich graugrünlichen dunklen Felsmasse des Serpentins, sondern in einem dem letzteren in geringer Quantität eingelagerten hell graugrünlichen oder auch bläulichgrünen weicheren Gestein von feinfaserig-körniger Textur, welches ich zu den in dem Felsenkaar des Rothenkopfs massenhaft vorkommenden, graugrünen, stänglichen und faserigen (bis asbestartigen) Grammatiten und Tremoliten in nahe Beziehung zu bringen — also zum Amphibol zu stellen geneigt war.

In dieser dem Serpentin eingelagerten, öfter fast berggrünen Gesteinsmasse fanden sich einige längliche, unregelmässig-knollige oder plattige, schwarzgraue oder dunkelbraune Partien — von etwa 140 Gramm Gesammtgewicht —, welche jedoch nur theilweise im Inneren aus reinem Molybdänit bestehen, öfters dagegen diesen nur

Digitized by Google

gemengt mit jener hellgrünen, feinfaserigen Substanz und in dieselbe in kleinen Nestern eingesprengt enthalten, so das nur ein einziges — etwa taubeneigrosses — Stück das dem Molybdänit zukommende specifische Gewicht annähernd zeigt. Das Ganze dieser knolligen Partien zeigt sich fast überall mit einem schwärzlichbraunen, nicht abfärbenden Anflug überrindet, durch welchen da und dort der bleigraue, lebhaft glänzende, fettig anzufühlende und abfärbende, körnig-lamellöse Molybdänglanz hindurchschaut.

An ein paar unregelmässigen Kluftflächen (wo die Mineralmasse bröckeliger ist) sieht jedoch jener rindenartige Ueberzug auf dem Molybdänit oder auf jenem hellgrünlichen Begleitmateriale rothbraun, braunroth und rothgelb aus — nach innen zu immer heller werdend —, so dass sich im Centrum jener rothgelben Höfe ein circa 1—1½ Quadratcentimeter grosser schwefelgelber, matter, pulveriger Anflug von Molybdänocker befindet, welcher auch unmittelbar auf bleigrauem Molybdänit sitzt, genau so wie bei dem Vorkommen von Lindås-Schweden in meiner Sammlung.

Die Menge des Molybditanfluges ist wohl zu gering, um eine chemische Analyse zu gestatten, indessen kann unter den geschilderten Umständen betreffs Zutreffens der Diagnose kein Zweifel sein. Ausserdem habe ich diese Molybdänverbindungen an jener Fundstätte nirgends mehr angetroffen, auch nicht spurenweise.

Nach der mir vorliegenden Literatur scheinen diese zwei Minerale für das Zillerthal neue Vorkommen zu sein, und Molybdit ist wohl nach langer Zeit für Tirol überhaupt wiedergefunden. Denn die Angaben von Leonhard, Handwört., 1840; Liebener-Vorhauser, Min. Tyr., 1851; von Zepharovich, Min.-Lex. I, II; Leunis-Senft, Synops., 1875; Naumann-Zirkel, Elem., 12. Aufl. 1885, beziehen sich wohl alle auf von Senger, Versuch einer Oryktographie der gefürst. Grafschaft Tirol von 1821, welcher übrigens Molybdänglanz als im Pfitscherthal vorkommend angibt. Für Molybdänocker finde ich nur Leonhard und Leunis-Senft (in beiden false „Pfälzerthal"), sowie Naumann (auch Citat bei von Zepharovich, II) als Gewährsleute betreffs des früheren Vorkommens in Pfitsch. Ed. Dana, The System of Min., VI. edit., 1892, erwähnt für keines der beiden Molybdänminerale einen Tiroler Fundort.

Dr. A. Model, kgl. bayr. Bezirksarzt a. D., Memmingen.

Digitized by Google

XXVI. Literatur.

Krystallographie, Physik, Chemie.

Arzruni A.: Physikalische Chemie der Krystalle. — Aus Graham-Otto's ausführlichem Lehrbuch der Chemie. I. Bd., III. Abth.

Becke F.: Ueber die Bestimmbarkeit der Gesteinsgemengtheile, besonders der Plagioklase auf Grund ihres Lichtbrechungsvermögens. — Sitzungsber. d. kais. Akad. d. Wiss. Wien. Math.-naturw. Cl., Juli 1893, Bd. CII, Abth. I.

Fletcher L.: Die optische Indicatrix, eine geometrische Darstellung der Lichtbewegung in Krystallen. — Uebersetzt von Ambronn H. und König W. Leipzig 1893.

Goldschmidt V.: Goniometer mit zwei Kreisen. — Zeitschr. f. Kryst. XXI. 3, 1893.

Derselbe: Projection auf die Polarform und perspectivische Projection. — Zeitschr. f. Kryst. XX, 1, 1893.

Hecht B.: Anleitung zur Krystallberechnung. — Leipzig 1893.

Klein C.: Ueber das Arbeiten mit dem in ein Polarisationsinstrument umgewandelten Polarisationsmikroskope und über eine dabei in Betracht kommende vereinfachte Methode zur Bestimmung des Charakters der Doppelbrechung. — Sitzungsber. d. k. preuss. Akad. d. Wiss. Berlin. Sitzung d. phys.-mathem. Cl. XVIII, 1893.

Luzi W.: Berichtigungen zu einer Abhandlung von Henri Moissan. — Ber. d. deutsch. chem. Ges. Jahrg. XXVI, Heft 11.

Michel Lévy et Munier-Chalmas: Mémoire sur les diverses formes affectées par le réseau élémentaire du Quartz. — Bull. de la Soc. franc. de Min. Tome XV, Nr. 7.

Oebbeke K.: Franz v. Kobell's Tafeln zur Bestimmung der Mineralien mittelst einfacher chemischer Versuche auf trockenem und nassem Wege. 13., neu bearbeitete und vermehrte Auflage. — München 1893, J. Lindauer'sche Buchhandlung.

Reischle A. C.: Untersuchungen über neue Alkali-Borate und über die quantitative Bestimmung der Borsäure. — Inaug.-Diss. München 1892.

Retgers J. W.: Ueber das Krystallsystem des Zinnjodides. — Zeitschr. f. Kryst. XXII.

Traube H.: Ueber die Drehung der Polarisationsebene des Lichtes im geschmolzenen und im krystallisirten Maticokampfer. — Zeitschr. f. Kryst. XXII, 1.

Tutton A. E.: Ueber den Zusammenhang zwischen der Grösse der Winkel der Krystalle von isomorphen Salzreihen und dem Atomgewicht der darin enthaltenen Metalle. (Eine Untersuchung der Kalium-, Rubidium- und Cäsiumsalze der monosymmetrischen Reihe von Doppelsulfaten $R_2M(SO_4)_2 . 6H_2O$.) — Zeitschr. f. Kryst. XXI, 5, 6, 1893.

Vater H.: Ueber den Einfluss der Lösungsgenossen auf die Krystallisation des Calciumcarbonates. Theil II. Krystallisation des Calciumcarbonates aus sogenannten verdünnten Lösungen. — Zeitschr. f. Kryst. XXII, 3 Heft, 1893.

Digitized by Google

Viola C.: Sopra un problema relativo alle lamine sottili anisotrope. — Giorn. di Min., Crist. e Petr. Fasc. 3, Vol. IV.

Mineralogie.

Bombicci L.: Le notevoli particolarità dei cristalli mimetici cubiformi di Pirite gialla scoperti nelle marne grigie terziarie antiche dei monti della Riva (valle del Dardagna. Apennino Bolognese). Mem. della R. Acc. delle Sc. dell Ist. di Bol. Ser. V, Tom. III.

Cayeux M. L.: Notes sur la Glauconie. — Ann. de la Société Géol. du Nord. Tom. XX.

Dahms P.: Mineralogische Untersuchungen über Bernstein. — Schriften d. naturf. Ges. zu Danzig. N. F., VIII. Bd., 3. H., 1892.

Fletcher L.: On Baddeleyite (native Zirconia), a new mineral, from Rakwana, Ceylon. Min. Mag. Vol. X, Nr. 46.

Franco Pasquale: Sull' Aftalosa del Vesuvio. — Giorn. di Min., Crist. e Petrogr. Fasc. 2, Vol. IV, 1893.

Hidden W. E.: On Mackintoshite, a new Thorium and Uranium mineral. Hillebrand W. F. Analyses.

Hidden W. E. et Hillebrand W. F.: Description of Rowlandite. — Am. Journ. of Sc. Vol. XLVI, Sept. 1893.

Hoffmann Chr.: Catalogue of section one of the museum of the geological Survey of Canada embracing a systematic collection of minerals. — Ottawa 1893.

Igelström L. J.: Chondrostibian, ein neues Mineral von der Manganerzgrube Sjögrufvan, Kirchspiel Grythyttan, Gouv. Örebro, Schweden. — Zeitschr. f Kryst. XXII, I.

Derselbe: Mineralogiska meddelanden. 16. Nya mineral från Sjögrufvan, Grythytte socken, Örebro län. — Geol. Fören. i Stockholm Förhandl. Bd. XIV, H. 4.

Derselbe: Melanostibian, ein neues Mineral von der Manganerzgrube Sjögrufvan, Kirchspiel Grythyttan, Gouv. Örebro, Schweden. — Zeitschr. f. Kryst. etc. XXI, 3.

Laspeyres H.: Das Vorkommen und die Verbreitung des Nickels im Rheinischen Schiefergebirge. I. Abschnitt. (Mitth. a. d. mineral. Institute d. Univ. Bonn, IV. Theil.) — Verh. d. naturh. Ver. in Bonn. 50. Jahrg., 1893.

Luquer L. M.: Mineralogical Notes. (Contrib. Min. Laboratory Columbia College. IV.) — School of Mines Quarterly. Vol. XIV, pag. 327, 1893.

Moses A. J.: 1. Pyrite Crystalls from Kings Bridge, N. Y. 2. Ettringite from Tombstone, Arizona. and a Formula for Ettringite. (Contrib. Min. Laboratory Columbia College. III.) — Am. Journ. Sc. Vol. XLV, pag. 488, 1893.

Derselbe: Mineralogical Notes. (Contrib. Min. Laboratory Columbia College. IV.) — School of Mines Quarterly. Vol. XIV, pag. 322, 1893.

Penfield S. L.: On Pentlandite from Sudbury, Ontario, Canada, with Remarks upon three supposed new species from the same Region. — Am. Journ. of Sc. Vol. XLV, June 1893.

Derselbe: On Canfieldite a new Germanium mineral and on the chemical composition of Argyrodite. — Ebenda, August 1893.

Digitized by Google

Derselbe: Some minerals from the Manganese mines of St. Marcel, in Piedmont, Italy. — Ebenda, Oct. 1893.

Pirsson L. V.: Datolite from Loughboro, Ontario. — Am. Journ. of Sc. Vol. XLV, February 1893.

Sjögren Hj.: Contributions to Swedish Mineralogy. — Bull. of the Geol. Instit. of Upsala. No. 1, Vol. 1, 1892.

Derselbe: Om vätskeinneslutningar i gips från Sicilien. — Geol. Fören. i. Stockholm Förhandl. Bd. XV, H. 3, 1893.

Stelzner A. W.: Ueber Franckeit, ein neues Erz aus Bolivia. — N. Jahrb. f. Min. 1893, II. Bd.

Tolstopiatow M.: Recherches minéralogiques, Edition posthume — Moscou 1893.

Tschermak G.: Lehrbuch der Mineralogie. 4. Aufl., Wien, A. Hölder, 1893.

Williams G. H.: Piedmontite and Scheelite from the Ancient Rhyolite of South Mountain, Pennsylvania. — Am. Journ. Sc. Vol. XLVI, July 1893.

Petrographie, Geologie.

Andreae A.: Ueber Hornblendekersantit und den Quarzmelaphyr von Albersweiler, R. Pf. (Briefl. Mitth. an C. A. Tenne.) — Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1892, pag. 824.

Andreae A. und Osann A.: Löss und Lösslehm bei Heidelberg, ihre Höhenlage und die darin vorkommenden Mineralien. — Mitth. d. Grossh. Bad. geol. Landesanstalt. II, Bd. XX, 1893.

Barvíř H.: Ueber eine Umwandlung von Granat in diopsidartigen Pyroxen, gemeine Hornblende u. basischen Plagioklas in einem Granatamphibolit. — Sitzungsber. d. kgl. böhm Ges. d. Wiss. Math.-naturw. Cl., 1893.

Becker G. F.: Quicksilver Ore Deposits with Statistical Tables. — U. S. Geol. Survey, 1893.

Derselbe: Fisher's new hypothesis. — Amer. Journal of Science. Vol. XLVI, Aug. 1893.

Derselbe: The finite elastic stress-strain-function. — Amer. Journal of Science. Vol. XLVI, Nov. 1893.

Brudor G.: Die Gegend um Saaz in ihren geologischen Verhältnissen. Mit einer geolog. Karte u. Profilen. — Programm des Ober-Gymnasiums zu Saaz f. 1892—93.

Diener C.: Ueber seine Expedition in den Central-Himalaya von Kumaon, Hundes und Garhwal. Vortrag, gehalten in der Gesellschaft für Erdkunde zu Berlin am 3. Juni 1893. — Verhandl. d. Gesellsch. f. Erdkunde zu Berlin. 1893, Nr. 6.

Doelter C.: Bericht über die geologische Durchforschung des Bachergebirges. — Mitth. d naturw. Ver. f. Steiermark. 1892.

Ferrier F. W.: Catalogue of a stratigraphical Collection of Canadian rocks prepared by the Worlds Columbian Exposition Chicago.

Derselbe: Notes on the microscopical charakter of some rocks from the counties of Quebec and Montmorency.

Graeff F: Granit und Gneiss im südlichen Schwarzwald. (Vortrag.) — Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1892, pag. 533.

Digitized by Google

Derselbe: Ueber körnigen Tephrit (Theralith) aus dem Kaisersthuhl. — Ber. ü. d. XXVI. Vers. des oberrh. geol. Vereins. 1893.

Griswold L. S.: A Basic Dike in the Connecticut Triassic. — Bull. Museum of Comp. Zool. ad Harvard College. Vol. XVI, No. 14, 1893.

Hise C. R., Van: An Historical Sketch of the Lake Superior Region to Cambrian Time. — The Journ. of Geology. Vol. I, No. 2, 1893.

Derselbe: Correlation Papers Archean and Algonkian. — Bull. U. S. Geol. Survey. Nr. 86, 1892.

Hume W. F.; Chemical and micro-mineralogical researches on the upper Cretaceous zones of the south of England. — London 1893.

Klautzsch A.: Die Gesteine der Ecuatorianischen West-Cordillere vom Rio Hatuncama bis zur Cordillera de Llangagua. — Inaug.-Diss. z. Erlangung d. Doctorwürde a. d. Univ. Berlin. 1893.

Laspeyres H: Der Einbruch von Diabas in die Flötze der Steinkohlenformation auf der Grube Heinitz bei Saarbrücken. (Mitth. a. d. mineral. Institute d. Univ. Bonn. V. Theil.) — Corr.-Blatt d. naturh. Ver. in Bonn. 1893, Nr. 1.

Löwl F.: Die gebirgbildenden Felsarten. Eine Gesteinskunde für Geographen. — Stuttgart, F. Enke, 1893.

Lovrekovič St.: Ueber die Amphibolite bei Deutsch-Landsberg. — Mitth. d. naturw. Ver. f. Steiermark. 1892.

Melzi G.: Ricerche geologiche e petrografiche sulla Valle del Masino. — Giornale di Mineralogia. Vol. IV, Fasc. 2, 1893.

Merrill G. P.: Report upon Rocks collected from the Galapagos Islands. — Bull. Museum of Comp. Zool. Harvard College. Vol. XVI, Nr. 13, 1893.

Morozewicz J.: Petrographisch-synthetische Mittheilungen. — N. Jahrb. f. Min. 1893, Bd. II.

Derselbe: Zur Petrographie Wolhyniens (russisch). — Warschau 1893.

Mügge O.: Untersuchungen über die „Lenneporphyre" in Westphalen und den angrenzenden Gebieten. — Neues Jahrb. f. Min. etc. Beil.-Bd. VIII, 1893.

Osann A.: Report on the Rocks of Trans-Pecos Texas. — Geol. Survey of Texas. IV. Ann. Rep., 1892.

Pirsson L. V.: Note on some Volcanic Rocks from Gough's Island, South Atlantic. — Am. Journ. of Sc. Vol. XLV, May 1893.

Derselbe: On the geology and petrography of Conanicut Island, R. I. — Amer. Journal of Science. Vol. XLVI, Nov. 1893.

Retgers J. W.: Der Phosphor als stark lichtbrechendes Medium zu petrographischen Zwecken. — Neues Jahrb. f. Min. etc. 1893, Bd. II.

Rinne F.: Ueber norddeutsche Basalte aus dem Gebiete der Weser und den angrenzenden Gebieten der Werra und Fulda. — Jahrb. d. k. preuss. geol. Landesanstalt f. 1892.

Sandberger F. V.: Das Erzvorkommen von Cinque valle bei Roncegno im Val Sugana circa 30 Kilometer östlich von Trient. — Sitzungsber. d. math.-phys. Cl. d. k. bayr. Akad. d. Wiss. Bd. XXII, Heft II, 1893.

Derselbe: Die als Erlan bezeichneten Gesteine des Fichtelgebirges. — N. Jahrb. f. Min. 1893, Bd. I.

Digitized by Google

Sauer A.: Porphyrstudien. — Mitth. d. Grossh. Bad. geol. Landesanstalt. II, Bd. XXII, 1893.

Schulte L.: Geologische und petrographische Untersuchungen der Umgebung der Dauner Maare (Schluss). (Mitth. a. d. mineral. Institute d. Univ. Bonn.) — Verh. d. naturh. Vereins in Bonn. 50. Jahrg., 1893.

Sigmund A.: Die Basaltberge bei Schlan und Winařic. — Prag 1893.

Smyth C. H.: Petrography of the Gneisses of the Town of Gouverneur, N. Y. (Contrib. Geol. Dep. Columbia College, Nr. XI.) — Transact. New York, Ac. Sc. Vol. XII, 1893.

Stelzner A.: Ueber eigenthümliche Obsidian-Bomben aus Australien. — Zeitschr. d. d. geol. Ges. 1893.

Streeruwitz W. H.: Trans-Pecos Texas. — Geol. Survey of Texas. IV. Ann. Rep., 1892.

Ulrich G. H. F.: On a Meteoric Stone found at Makariwa, near Invercargill, New Zealand. — Proc. of the Royal Soc. Vol. 52, Vol. 53.

Viola G. e Di Stefano G.: La punta delle pietre nere presso il lago di Lesina in provincia di Foggia. — Boll. del R. Com. geol. 1893.

Vogt J. H. L.: Bildung von Erzlagerstätten durch Differentiationsprocesse in basischen Eruptivmagmata. — Zeitschr. f. prakt. Geologie. Januar, April und Juli 1893.

Williams G. H.: A New Machine for Cutting and Grinding thin Sections of Rocks and Minerals. — Am. Journ. Sc. Vol. XLV, February 1893.

Derselbe: On the Use of the Terms Poikilitic and Micropoikilitic in Petrography. — The Journal of Geology. Vol. I, Nr. 2, 1893.

Williams G. H. and Clark W. B.: Outline of the Geology and Physical Features of Maryland with a Geological Map of the State and 16 Plates. — Worlds Fair Book on Maryland. Baltimore 1893.

Erzherzog Ludwig Salvator: Die Liparischen Inseln, I. Vulcano, II. Salina. — Prag, H. Mercy, 1893.

Druckfehler und Berichtigungen:

pag. 216, Zeile 6 von oben: Centimeter statt Meter,
„ 216, „ 4 „ unten: „ „ „
„ 220, „ 13 „ „ : N. Y. statt N. J.,
„ 377, „ 15 und 18 von unten: Auerberg statt Querberg,
„ 428, „ 13 von oben: 2 Meter statt $^1/_2$ Meter.

Digitized by Google

Register.

L. bedeutet Literatur. — *N. M.* Neues Mineral.

Seite

Ackerboden, seine Entstehung. *L.* . 351
Aetnabomben von 1886 und 1892 *L.* 263
Aetnagesteine, ihr zeitlicher Bestandwechsel. *L.* 175
Alaun, optisches Verhalten bei einseitigem Druck. *L.* 171
Albit im Diabas bei Marburg. *L.* . . 172
— im Nephelinphonolith 479
Algonkian und Archaean. *L.* 537
Alkali-Borate, neue. *L.* 534
Alkalienvormacht, Gesteinsgruppen derselben 145
Alkalimetalle, ihre Penthalide. *L.* . . 171
— ihre Doppelhalide. *L.* 172
Alnöit mit Melilith. *L.* 432
Alpine Centralkette, krystallinische Inseln am Ostende derselben. *L.* 264
Amphibolgesteine des Mont Blanc. *L.* 431
— des Bachergebirges. *L.* 432
Analcim im Diabas bei Marburg *L.* 172
— vom Monte Somma. *L.* 172
Anatas a. d. Dauphiné. *L.* 172
— von Buckingham Co. *L.* 173
Andersson J. G.: Paradoxides ölandicus-Zone in Narike. *L.* 350
Andesite u. Trachyte des Siebengebirges 39
Andreae A.: Hornblendekersantit und Quarzmelaphyr vom Abersweiler. *L.* 536
— Porphyrbreccie von Dossenheim. *L.* 173
— und Osann: Tiefencontacte an den Diabasen von New-Jersey. *L.* . . 173
— Löss und Lösslehm. *L.* 536
Anhydrit als Sublimationsproduct *L.* 172
Anthracite, Ursache ihrer schwarzen Farbe. *L.* 350
Antimonit von Schlaining. *L.* . . . 261
Apenninen, Priorität betr. ihre Faltung. *L.* 431
Aphthalose vom Vesuv. *L.* 535
Apophyllit, sein Krystallsystem. — Wirkung von Druck und Wärme auf die optischen Eigenschaften. *L.* 261
Apparate, bequeme Form einiger. *L.* . 171
Archaean und Algonkian. *L.* 537
Argentinische Granite. *L.* 264
Arsenkies. *L.* 350
Arzruni A.: Physikalische Chemie der Krystalle. *L.* 534
— Vergl. Untersuchg. der Smaragde. *L.* 172
Augite, Sanduhrform derselben . . . 239
Augitite, irische. *L.* 174
Azurit vom Lauriongebirge. *L.* . . . 262

Bachergebirge, sog. Granit dess. *L.* 351
— Eklogite und Amphibolgesteine. *L.* 432
— Geologie desselben. *L.* 536
Baddeleyit. *N. M. L* 535
Barvíř H.: Korund. *L.* 172
— Quarzin. *L.* 349
— Umwandlung von Granat. *L.* . . 536
Baryt von Lunkany und Kl.-Schwabenberg. *L.* 173
Basaltberge bei Schlan. *L.* 538
Basalte im Wesergebiet. *L.* 537
— und Andesite von Devonshire. *L.* 174
Basaltische Kraterbildg. bei Giessen. *L.* 176
Baumhauer H.: Krystallogr. Notizen. *L.* 349
Bayley W. S.: Fortschritte in Mineralogie u. Petrographie i. J. 1892. *L.* 262

Digitized by Google

Seite
Beaufortmassiv, seine Geologie und Eruptivgest. *L.* 263, 431
Beck R.: Contacthöfe der Granite und Syenite im Elbthalgeb. 290
Becke F.: Chiastolith 256
— Tonalit der Rieserferner 379
— Bestimmbarkeit der Gesteinsgemengtheile durch ihre Lichtbrechung. *L.* 534
Beckenkamp J.: Kalkspath von Niederrabenstein. *L.* 261
Becker G. F.: Umformung der Gesteine. *L.* 262
— Quecksilbererzlager. *L.* 536
— Fisher's neue Hypothese. *L.* . . . 536
— Stress-strain-function. *L.* 536
Belowsky M.: Gesteine der ecuatorianischen West-Cordillere. *L.* . . . 262
Bergsturz von Langen, Arlberg. *L.* . 262
Bergt W.: Kieseloolith aus Pennsylvanien. *L.* 350
Bernstein. *L.* 535
Beryll, optisches Verhalten bei einseitigem Druck. *L.* 171
Beyer O.: Granitische Einschlüsse in Basalten 231
Beyrichit von Siegen *L.* 172
Binnitkrystalle, deutlich hemiedrisch. *L.* 349
Biotit des Tonalit der Rieserferner. . 400
Blaas J.: Bergsturz von Langen, Arlberg. *L.* 262
Bleiglanz von Truskawiec. *L.* . . . 261
Blumrich J.: Sanduhrform der Augite 239
— Minerale vom Kalkberge . . . 257
— Phonolithe des Friedländer Bezirkes 465
Bodländer G.: Kobalthaltiger Eisenspath. Zusammensetzung des Melilith. *L.* 261
— Verhalten von Molecularverbindungen bei Auflösung. *L.* . . . 171
Bolivia, Zinnerzlagerstätten daselbst. *L.* 264
Bomben des Aetna von 1886 u. 1892. *L.* 263
Bombicci L.: Melanophlogit. *L.* . . 261
— mimetischer Pyrit. *L.* 535
— Quarz von Carrara. *L.* 260

Seite
Bombicci-Porta L.: Priorität betr. Faltung der Apenninen. *L.* 431
Borsäure, ihre quantit. Bestimmung. *L.* 534
Brauns R.: Verwitterungsproducte eines Diabas bei Marburg. *L.* 172
— Verhalten der Titansäure gegen Phosphorsalz vor dem Löthrohr. *L.* 349
Brauns, s. Graeff.
Brazilit. *L.* 262, 350
Breunnerit mit Gold. *L.* 261
Brezina A.: Cliftonit im Eisen von Magura. *L.* 172
— Uranothallit. *L.* 172
— Meteoreisen; Unterschiede vom künstlichen Eisen. *L.* 174
— Meteoriten auf alten Münzen. — Urgeschichtl. Meteorite. — Eisen v. Wolfsegg. — Meteoreisen von Magura. — Wie wachsen die Steine? *L.* 173
Brögger W. C.: Sundtit. *N. M. L.* . 431
Browning, s. Gooch.
Bruder G.: Gegend um Saaz. *L.* . . 536
Brunlechner A.: Neuere Mineralfunde in Kärnten. *L.* 349
Bücking H.: Nordwestl. Spessart. *L.* 262
Busatti L.: Chemisch-mineralogische und petrographische Beiträge. *L.* 349
— Porphyre von Sarrabus. *L.* . . . 174
— Gesteine von Sila, Calabrien. *L.* . 350
Busz K., s. Laspeyres.

Cadmiumkrystalle. *L.* 172
Caesium-Chloraurat u. -Bromaurat. *L.* 172
— -Quecksilbersalze. *L.* 171
Calcit auf Siderit von Malenowitz *L.* 261
Californien, späte vulc. Eruption. — Geologie. *L.* 263
Canaval R.: Eisensteinbergbau Oberkärntens. *L.* 350
— Erzvorkommen am Umberg, Kärnten. *L.* 350
Canfieldit. *N. M. L.* 535
Cayeux M. L.: Glaukonit. *L.* 535

Digitized by Google

Seite
Centralalpen, ihre letzte Vergletscherung. *L.* 175
Cerussit von Illinois und Wisconsin. *L.* 172
— von Kis-Muncsel. *L.* 173
Chelius C.: Mechanische Analyse von Bodenarten des Blattes Rossdorf. — Conchylien des echten Löss. *L.* . 350
— Granitmassiv des Melibocus. — Entstehung des Odenwald. — Pliocän von Michelstadt. *L.* 350
Chemische Prüfung der gewöhnlichen Minerale. *L.* 350
— Verhältnisse des Urgebirges . . . 496
Chemisch-mineralogische und petrographische Beiträge. *L.* 349
Chiastolith 256
Chlorit nach Orthoklas. *L.* 173
Chloritoidschiefer der Karpathen. *L.* 350
Chondrostibian. *N. M. L.* 535
Chromglimmer von Dobschau. *L.* . . 261
Chrustschoff, K. v.: Künstliche Hornblende. — Zwei neue Mineralsynthesen. — Tschermak's Feldspaththeorie. *L.* 260
— Gesteine vom Tamyrlande der Middendorff'schen Sammlung. — Gestein von Walamo. *L.* 262
— Leucitgestein. — Trapp von Sibirien. — Gesteine der Tungusca. *L.* 262
Clark, s. Williams.
Clarke F. W.: Ptilolit und Mordenit. *L.* 260
Cliftonit im Meteoreisen v. Magura. *L.* 172
Coelestinvorkommen, neues, *L.* . . . 173
Cohen E.: Meteoreisenstudien. II. *L.* 174
Conanicut Island, Geologie und Petrographie. *L.* 537
Conglomerat, umgewandeltes, dynamische Phänomene daran. *L.* . . 351
Contactgneiss der Rieserferner . . . 446
Contacthöfe der Granite und Syenite im Elbthalgebirge 290
Cookeit von Maine. *L.* 431
Cordierit in der Schmelzmasse granit. Einschlüsse in Basalten 236

Seite
Corrosionsfiguren, künstliche, am Diamant. *L.* 171
Cross W.: Postlaramische Ablagerungen Colorados. *L.* 174
— Schiefer bei Salida, Colorado. *L.* . 350
— und Eakins: Ptilolit. *L.* 261
Culver E. G.: N. W. Montana. *L.* . 174
— und Hobbs: Neues Vorkommen von Olivindiabas in S. Dacota. *L.* . . 174
Cushing H. P. und Weinschenk E.: Phonolithe des Hegaus 18

Dahms P.: Bernstein. *L.* 535
Danalith. *L.* 431
— von Cornwall. *L.* 173
Dannenberg A.: Leilenkopf am Laacher See. *L.* 263
Datolith von Ontario. *L.* 536
Dauner Maare, ihre Umgebung. *L.* . 538
Deformation und Gebirgsbildung. *L.* . 175
Delebecque und Duparc: Wasser der Seen des Jura und der Dauphiné. *L.* 263
— s. Vallot und Duparc.
Denudation und Erosion, ihr Endziel. *L.* 175
Derby O. A.: Nephelingesteine Brasiliens. *L.* 174
— Schwere Uebergemengtheile der Gesteine. *L.* 174
— Eisen von Sao Francisco Do Sol. *L* 350
Diabas, Einbruch in Steinkohlenflötze. *L.* 537
— Verwitterungsproducte dess. *L.* . 172
— von Föglö. *L.* 350
Diamant, künstl. Corrosionsfiguren. *L.* 171
Diener C.: Expedition in den Himalaya. *L.* 536
Differentiation im Magma. *L.* 538
Diller J. S.: Späte vulcanische Eruption in Nord-Californien. — Glimmerperidotit von Kentucky. — Geologie von Taylorville, Californien. *L.* . 263

Digitized by Google

Seite
Diopsid, gelber, von Graubünden. *L.* 349
— von Achmatowsk. *L.* 173
Dioritische Gesteine Tirols 1
— Gesteine, neue Lagerstätte am Eisack. *L.* 263
Döll E.: Serpentin aus dem Paltenthale. — Quarz nach Epidot. — Gold im Breunnerit. *L.* 261
Doelter C.: Bachergebirge. *L.* . . . 536
Doppelsalz, neues triklines, seine Krystallform und Deformation. *L.* . . 171
Doss B.: Pseudobrookit etc. als Sublimationsproduct. *L.* 172
— Reiseskizzen aus Schweden und Glacialerscheinungen bei Dresden. *L.* 174
— Krystallogr. organ. Verbindungen. *L.* 260
— s. Mach.
Duparc L.: Protogingneisse des Mont Blanc und deren Gänge von Granit. *L.* 174
Duparc u. Mrazec: Bau des Mt. Blanc.— Aetnabomben von 1886 u. 1892. *L.* 263
— Chloritoidschiefer d. Karpathen. *L.* 350
— Eklogite des Mt. Blanc. *L.* . . . 431
— Amphibolgesteine vom Mt. Blanc. *L.* 431
Duparc u. Ritter: Geologie u. Eruptivgesteine d. Beaufortmassivs. *L.* 263, 431
Dynamische Phänomene an einem umgewandelten Conglomerate. *L.* . . 351

Ebner V. v.: Polarisationsapparat zu histologischen Zwecken. *L.* . . . 260
— Polarisationsebene u. Schwingungsrichtung in doppelbr. Kryst. *L.* 260
Ecuatorianische Westcordillere, Gesteine derselben. *L.* 262, 432
Einschlüsse, granitische, in Basalten 231
— von Gneiss im Tonalit der Rieserferner 424
Eisen von Sao Francisco Do Sol ein Meteorit? *L.* 350
— von Wolfsegg. *L.* 173

Seite
Eisen-, Gold- und Silberdistricte von Michigan. *L.* 432
Eisenchlorid und Salmiak, Mischkrystalle derselben. *L.* . . . 261, 349
Eisenkies, nickelhaltig von Müsen. *L.* 172
Eisenspath, kobalthaltiger. *L.* . . . 261
Eisensteinbergbau Oberkärntens. *L.* . 350
Eklogite des Mont Blanc. *L.* 431
— des Bachergebirges. *L.* 432
Elbthalgebirge, seine Contacthöfe . . 290
Elektrische Figuren auf der Oberfläche krystallisirter Körper. *L.* 349
Elich E.: Gesteine der ecuatorianischen Westcordillere. *L.* 432
Enhydros. *L.* 262
Entfernung organischer Stoffe aus dem Wasser. *L.* 175
Entstehung des Odenwald. *L.* . . . 350
Erdbeben, kroatische und bosnische, von 1887 und 1888. *L.* 263
Erdkruste, ihre Bestandtheile. *L.* . . 264
Erlan des Fichtelgebirges. *L.* . . . 537
Erosion u. Denudation, ihr Endziel. *L* 175
Eruptivgestein, Ostharzer 373
Eruptivgesteine, basische, aus Maine. *L.* 264
— des Beaufortmassivs. *L.* 263
— des siebenbürgischen Erzgeb. *L.* 351
— körnige, der Euganeen. *L.* . . . 351
— Systematik derselben. 115, 496. *L.* 175
— u. Erzführung in Chile u. Ungarn. *L.* 175
— veränderte, von Maryland. *L.* . . 174
Erz im Val Sugana. *L.* 537
Erzherzog Ludwig Salvator: Die Liparischen Inseln. *L.* 538
Erzlager als Differentiation im Magma. *L.* 538
Erzvorkommen am Umberg, Kärnten. *L.* 350
Ettringit von Arizona *L.* 535
Euganeen, körnige Eruptivgesteine. *L.* 351

Fedorow, E. v.: Universal-Theodolith-Methode in der Mineralogie und Petrographie. *L.* 431
Feldspaththeorie Tschermak's. *L.* . . 260

Digitized by Google

Seite
Feldspath-Trap von Devonshire. *L.* . 174
Felix und Lenk: Tektonische Verhältnisse von Mexiko. *L.* 174
Ferrate, Isomorphie mit Sulfaten. *L.* 261
Ferrier F. W.: Katalog canadischer Gesteine. *L.* 536
— Gesteine von Quebec. *L.* 536
Finnland, Berggrund des südlichen. *L.* 432
Fisher's neue Hypothese. *L.* 536
Fletcher L.: Optische Indicatrix. *L.* 534
— Baddeleyit. *N. M. L.* 535
Flink G.: Neues Mineral von Grönland. *L.* 349
Flüssigkeitseinschlüsse im Gyps von Sicilien. *L.* 536
Fock A.: Krystallform und chemische Zusammensetzung. *L.* 171
Fortschritte in Mineralogie und Petrographie i. J. 1892. *L.* 262
Foullon, H. v.: Mineralog. Notizen. *L.* 261
— Nickelerzvorkommen. Goldgewinnungsstätten in Bosnien. *L.* . . . 263
Franckeit. *L.* 536
Franco P.: Aphthalose vom Vesuv. *L* 535
— Analcim vom Monte Somma. *L.* . 172
Frenzel A.: Kylindrit. *L.* 431
Friedel C.: Lehrbuch der Mineralogie. *L.* 431
Friese und Göbl: Karte mit Profilen von Joachimsthal. *L.* 174
Froschberg im Siebengebirge. *L.* . . 175
Frosterus B.: Kugelgranit bei Wirvik, Finnland 177
— Diabas von Föglö. *L.* 350
Fuchsit von Dobschau. *L* 261

Gabbro u. Serpentine in Basilicata. *L.* 176
Galapagosinseln, Gesteine ders. *L.* 537
Gangdiabase von Rio de Janeiro . . 211
Ganggestein, basisches, der Trias. *L.* 537
Ganggesteine des Melibocus. *L.* . . . 350
Ganggranite des Elbthalgeb. 304
Genth und Penfield: Mineralogische Beiträge Nr. 54. *L.* 262
Seite
Geologie des Beaufortmassivs. *L.* . . 263
— der Caramelo Bay. *L.* 432
— der Eisen-, Gold- u. Silberdistricte von Michigan. *L.* 432
— der Conanicut Islands. *L.* . . . 537
— des Kaiserstuhl, 2 neuere Arbeiten darüber. *L.* 351
— von Marquette u. Keweenawan. *L.* 264
— von Maryland. *L.* 538
— von Taylorville, Californien. *L.* . 263
— vom Thal Masino. *L.* 537
— von Wieliczka VI. *L.* 175
Geologische Beobachtungen im siebenbürgischen Becken. *L.* 351
Geologische Karte von Baltimore. *L.* 264
— und geographische Experimente. *L.* 175
Gestein von Walamo im Ladogasee. *L.* 263
Gesteine der Steinigen Tunguska. *L.* 262
— vom Taimyrlande der Middendorffschen Sammlung. *L.* 263
— der ecuator. Westcordillere. *L.* 262, 432, 537
— von Montana. *L.* 351
— des Reinwaldkerns 381
— des Val Sabina. *L.* 432
— von Quebec. *L.* 536
— von Sila, Calabrien. *L.* 350
Gesteinskunde für Geographen. *L.* . 537
Glacialerscheinungen bei Dresden. *L.* 174
Glaukonit. *L.* 535
Glimmer von Latium. *L.* 350
Glimmerperidotit von Kentucky. *L.* . 263
Gneiss des Schwarzwald. *L.* 536
— secundäre Schieferung desselben. *L.* 263
— von New-York. *L.* 538
Gneisseinschlüsse im Tonalit 424
Göbl, s. Friese.
Gold im Breunnerit. *L.* 261
Goldgewinnungsstätten in Bosnien. *L.* 263
Goldschmidt V.: Graphische Krystallberechnung. *L.* 171
— Projectionen. — Goniometer mit 2 Kreisen. *L.* 534
— Löthrohrbeschläge auf Glas. — Phosgenit von Monteponi. *L.* . . 349

Digitized by Google

Seite
Goniometer f. Studenten. *L.* 171
Goniometer mit 2 Kreisen. *L.* . . . 534
Gooch F. A.: Bequeme Laboratoriumsapparate. *L.* 171
— u. Browning: Jodbestimmung durch arsenige Säure bei Haloidsalzen. *L.* 349
— u. Phinney: Quantit. spectroskop. Bestimmung von Rubidium. *L.* . 171
Goslars Bergbau bis 1552. *L.* . . . 264
Gotthardmassiv, Gesteine seines granit. Kerns. *L.* 174
Graeff F.: Geologie d. Kaiserstuhlgeb. *L.* 174
— Granit und Gneiss des Schwarzwaldes. *L.* 536
— Tephrit des Kaiserstuhl. *L.* . . . 537
— und Brauns: Körnige Eruptivgesteine der Euganeen. *L.* 351
Granat, oktaëdrischer von Elba. *L.* . 431
— eine Umwandlung desselben. *L.* . 536
Granate, schwarze, aus den Pyrenäen. *L.* 260
— chemische Zusammens. ders *L.* . 261
Granit der Hohen Tatra 222
— des Schwarzwald. *L.* 536
— Lausitzer 295
— Markersbacher 301
— sog., des Bachergebirges. *L.* . . . 351
— von Alzo, seine Minerale. *L.* . . 350
Granite, argentinische. *L.* 264
— ihre Contacthöfe im Elbthalgeb. . 290
Granitische Einschlüsse in Basalten . 231
Granitmassiv des Melibocus. *L.* . . . 350
Graphische Krystallberechnung. *L.* . 171
Graphit und Graphitit. *L.* 431
Graphitoid. *L.* 263
Graphitpseudomorphosen. *L.* 261
Griswold L. S.: Gang in der Trias von Connecticut. *L.* 537
Grosser P.: Trachyte und Andesite des Siebengebirges 39
Groth P.: Uebersichtstabelle der 32 Abtheilungen der Krystallformen. *L.* 260
Grubenmann U.: Gesteine des granit. Kerns des östl. Gotthardmassivs. *L.* 174
Grün G.: Permanganate. *L.* 171

Seite
Hälleflinten des nordöstlichen Småland. *L.* 351
Hämatit als Sublimationsproduct. *L.* 172
Hainit. *N. M.* 472
Handbuch des Dep. of Geology des U. S. National-Museum. *L.* . 175, 264
Hatle E.: V. Beitrag zur mineralog. Topographie der Steiermark. *L.* . 350
Hauer, F. v.: Annalen d. Hofmuseums. *L.* 352
Haworth E.: Melanit in einem bas. Ganggestein. — Limonit nach Calcit. *L.* 172
— Prismatische Sandsteine von Missouri. — Alter und Ursprung der krystallinischen Gesteine von Missouri. *L.* 174
Heberdey P.: Krystallisirte Schlacken von Raibl. *L.* 263
Hecht B.: Krystallberechnung. *L.* . . 534
Hegau, Phonolithe dess. 18, 170
Helvin. *L.* 431
Hercynit aus dem Veltlin. *L.* . . . 262
Herderit von Hebron. *L.* 173
Herz R.: Zonarstructur der Plagioklase 343
Hidden W. E.: Mackintoshit. *N. M. L.* 535
Hidden und Hillebrand: Rowlandit. *L.* 535
Hillebrand W. F.: Isomorphie von Thonerde und Urandioxyd. *L.* 349
— Zinkhältige Quellwässer von Missouri. *L.* 351
— s. Hidden.
Himalaya-Expedition. *L.* 536
Hinmann B. C.: Orthoklas von Canada. *L.* 261
Hintzeit = Heintzit. *L.* 173
Hise, C. R. van: Gebiet des Oberen Sees zur cambr. Zeit. *L.* 537
— Archean und Algonkian. *L.* . . . 537
Hobbs W. H.: Cerussit; einige Pseudomorphosen. *L.* 172
— Veränderte Eruptivgesteine von Maryland. *L.* 174
— Secundäre Schieferung im Gneiss. — Reise nach den Liparischen Inseln. *L.* 263

Digitized by Google

Seite

Hobbs W. H.: Phasen in der Umwandlung der Schiefer von South Berkshire. *L.* 351
— s. Culver.
Hobson B.: Irische Augitite. — Basalte und Andesite von Devonshire. *L.* 174
Hocks W.: Froschberg im Siebengeb. *L.* 175
Hoffmann C.: Mineralienkatalog des Museums von Canada. *L.* 535
Hokkaidō, Geolog. Aufnahme. *L.* . . 175
Hornblende, künstliche *L.* 260
Hornblendegranitit des Elbthalgebiet . 300
Hornblendekersantit. *L.* 536
Hornung F.: Ostharzer Eruptivgesteine. 373
Hovey E. O.: Gangdiabase von Rio de Janeiro 211
Hume W. F.: Obere Kreide von Südengland. *L.* 537
Humussäure im Falkenauer Kohlenbecken. *L.* 263
Hussak E.: Brasilian. Leucitgesteine. — Leucit-Pseudokrystalle. *L.* . . . 262
— Brazilit. *L.* 262, 350

Iddings J. P.: Entstehung der vulcan. Gesteine. *L.* 175
Igelström L. J.: Neue Minerale. *L.* . 535
Ippen J. A.: Eklogite und Amphibolgesteine des Bachergebirges. *L* . 432
Isomorphie. VII. Beitrag. *L.* 261
— der Ferrate mit Sulfaten, der Tellurate mit Osmiaten. *L.* 261
Isomorphie von Thonerde und Urandioxyd. *L.* 349

Jahn H, s. Landolt.
— Latente Verbindungswärmen organ. Verbindungen. *L.* 431
Jahn J. J.: Dendroiden d. böhm. Silur. *L.* 175
Jannettaz E.: Wärmeleitung krystallin. Körper. — Schwarze Granaten aus den Pyrenäen. — Seine wissenschaftlichen Arbeiten. *L.* 260

Seite

Jannettaz E.: Elektrische Figuren auf d. Oberfläche krystallisirter Körper. *L.* 349
Jimbō K.: Geologische Aufnahme von Hokkaidō. *L.* 175
Joachimsthal, Karte mit Profilen. *L.* 174
Jodbestimmung in Haloidsalzen durch arsenige Säure. *L.* 349
John, C. v.: Taraspit von Vulpera, Schweiz. Salze von Kalusz und Aussee. *L* 260
— Chemische Zusammensetzung der Pyrope. — Moldavit. *L.* 261
— Humussäure im Falkenauer Kohlenbecken. *L.* 263
Jordanitzwilling. *L.* 349

Kaiserstuhlgebirge, seine Geologie. *L.* 174
— Zwei neuere geologische Arbeiten. *L.* 351
Kaliborit = Heintzit. *L.* 173
Kaliumtrihalid. *L.* 172
Kalksilicatfels der Rieserferner . . . 450
Kalkspath im Diabas bei Marburg. *L.* 172
— von Niederrabenstein. *L.* 261
Karlseisfeld, Schwinden desselben. *L.* 264
Katalog, Canadischer Gesteine. *L.* . 536
— der Minerale im Museum v. Canada. *L.* 535
Katastrophe von St. Gervais. *L.* . . 176
Katzer F.: Kalkeinlagerung in glimmerigen Grauwackenschiefern d. böhm. Untersilur. *L.* 351
— Ottomar Novak. *L.* 352
Kenngott A.: Formel d. Turmaline. *L.* 171, 431
— Helvin. — Danalith. — Basisfläche des Quarz und oktaëdr. Granat aus Elba. *L.* 431
Kerner, F. v.: Letzte Vergletscherung der Centralalpen. *L.* 175
Keweenawan, Geologie. *L.* 264
Kieseloolith von Pennsylvanien. *L.* . 350
Kišpatić M.: Kroatische und bosnische Erdbeben von 1887 und 1888. *L.* 263

Digitized by Google

Seite
Kitzbüchel, Bilder seiner Kupferkieslagerstätten *L.* 174
Klastische vulcanische Gesteine. *L.* . 175
Klautzsch A.: Gesteine der ecuator. Westcordillere. *L.* 537
Klein C.: Apophyllit. *L.* 261
— Polarisations-Instrument. — Bestimmung des Charakters d. Doppelbrechung. *L.* 534
Klemm G.: Schwemmland am unteren Main. *L.* 351
Knorre, G. v.: Wolframverbindungen. *L.* 261
Knüttel S.: Vulcanische Ereignisse des Jahres 1892 265
Kobaltglanz-Zwillinge von Siegen. *L.* 172
Kobalthaltiger Eisenspath. *L.* . . . 261
Kobell's Tafeln. *L.* 534
Koch A.: Geologische Beobachtungen im siebenbürgischen Becken. *L.* . 351
Körnige Eruptivgesteine d. Euganeen. *L.* 351
Kohle, ihr mikroskop. Nachweis. *L.* . 172
Kokscharow, N. v.: Materialien zur Mineralogie Russlands *L.* 350
Korund, seine Morphologie. *L.* . . . 172
Kraterbildungen, basalt., bei Giessen *L.* 176
Krystallberechnung, graphische. *L.* . 171
Krystallberechnung. *L.* 534
Krystallform eines neuen trikl. Doppelsalzes *L.* 171
— einiger Lithiumsalze. *L.* 171
— opt. einaxiger activer Substanzen. *L.* 171
— und chem. Zusammensetzung, Beziehung dazwischen. *L.* 171
Krystallgefüge des Meteoreisens. *L.* . 349
Krystallisation des Calciumcarbonat, Einfluss der Lösungsgenossen. *L* 431
534
Krystallisirte Schlacken von Raibl. *L.* 263
Krystallisirtes Magnesiumoxyd *L.* . 262
Krystallochemisches Mineralsystem. *L.* 172
Krystallographie organischer Verbindungen. *L.* 260
Krystallographische Notizen. *L.* . . 349
— Untersuchung chem. Substanzen. *L.* 349
Seite
Krystallsysteme. *L.* 260
Kugelgranit bei Wirvik, Finland . . 177
Kupferkies von Müsen. *L.* 172
Kylindrit. *L.* 431

Lacroix A.: Mineralogie Frankreichs. *L.* 262
Lamellen, feine anisotrope. *L.* . . . 535
Landolt H. und Jahn H.: Molecularrefraction einiger organ. Verb. *L.* 171
Lang H. O.: Systematik der Eruptivgesteine 115, 496
— Vulcanische Herde am Golfe von Neapel. *L.* 432
— Bestandwechsel der Vesuvlaven und Aetnagesteine. — Das Mengenverhältnis von *Ca*, *Na* und *K* als Ordnungsmittel der Eruptivgesteine. — Entfernung organischer Stoffe aus dem Wasser. *L.* . . . 175
Langsdorff W.: Nordwestl. Oberharz. *L.* 175
Laspeyres H.: Verbreit. des Nickels. *L.* 535
— Diabas in Steinkohlenflötzen. *L.* . 537
— u. Busz K.: Mitth. der Univ. Bonn. V. *L.* 172
Latente Verbindungswärmen organischer Verbindungen. *L.* 431
Laube G. C.: Entstehung des Ackerbodens. *L.* 351
Lausitzer Granit 295
Lawson u. Posada: Geologie der Caramelo Bay. *L.* 432
Lechleitner H.: Dioritische Gesteine Tirols 1
— Dioritische Gesteine am Eisack. *L.* 263
Lechler M.: Fränkische Keuperformation. *L.* 263
Lehrbuch der Mineralogie. *L.* . 431, 536
Lehrbuch der Petrographie. *L.* . . . 351
Leilenkopf des Laacher See. *L* . . . 263
Lemberg J.: Mikrochemische Untersuchungen einiger Minerale. 2. *L.* 171
Lenk, s. Felix.
Lennéporphyre Westfalens. *L.* . . . 537
Lesina, schwarzes Gestein von. *L.* . 538

Digitized by Google

Seite
Leucitgestein, aussereuropäisches. *L.* 262
Leucitgesteine, brasilianische. *L.* . . 262
Leucit-Pseudokrystalle. *L.* 262
Lichtbrechung, Bestimmbarkeit der Gesteinsgemengtheile durch dieselbe. *L.* 534
Liebisch Th.: Spectralanalyse der Interferenzfarben zweiaxiger Kryst. *L.* 349
Limonit nach Calcit. *L.* 172
Linck G.: Hercynit vom Veltlin. *L.* . 262
— Krystallgefüge des Meteoreisens. *L.* 349
— Thalhorn im Amariner Thal. *L.* . 175
Lindgren W.: Sodalithsyenit von Montana. *L.* 351
Liparische Inseln. *L.* 538
— Reise dahin. *L.* 263
Lithionglimmer aus d. Fichtelgeb. *L.* 173
Lithiumsalze, Krystallform ders. *L.* . 171
Liversidge A.: Magnetit in gew. Mineralen u. Gesteinen. — Wismuthminerale, Molybdänit u. Enhydros. *L.* 262
Loczka J.: Chemische Constitution des Pyrit. *L.* 431
Löss und Lösslehm. *L.* 536
Lösungsgenossen, ihr Einfluss auf die Krystallisation. *L.* 431, 534
Löthrohrbeschläge auf Glas. *L.* . . . 349
Loewinson-Lessing F.: Taxite u. klastische vulcan. Gest. *L.* 175
— Ammoniten vom Ural. *L.* 263
Löwl F.: Tonalitkerne der Rieserferner. *L.* 351
— Die gebirgsbildenden Felsarten. *L.* 537
Lovreković S.: Amphibolite bei Landsberg. *L.* 537
Luedecke O.: Heintzit. *L.* 173
Luquer L. M.: Methoden der neueren Petrographie. *L.* 263
— Mineralogische Mittheilungen. *L.* . 535
Luzi W.: Corrosionsfiguren am Diamanten. *L.* 171
— Graphit und Graphitit. *L.* . . . 431
— Graphitoid. *L.* 263
— Schwarze Farbe der Steinkohlen und Anthracite. *L.* 350

Seite
Mach und Doss: Schallphänomene bei Meteoritenfällen. *L.* 349
Mackintoshit. *N. M. L.* 535
Magnetit, Anwesenheit in gewissen Mineralen und Gesteinen. *L.* . . 262
Magnetit nach Hämatit. *L.* 261
Manganspath aus Kleinasien. *L.* . . 262
— vom Arzberg. *L.* 173
Manganstahl, chemische und mikroskopische Untersuchung. *L.* . . . 261
Marenzeller, E. v.: Apparat zur Erforschung von Meerestiefen. *L.* . 175
Margarodit aus dem Fichtelgebirge. *L.* 173
Marmolata, geologischer Bau. *L.* . . 351
Marquette, Geologie davon. *L.* . . . 264
Massen- u. vulcanische Eruptionen. *L.* 175
Materialien z. Mineralogie Russlands. *L.* 350
Maticokampfer, seine Drehung der Polarisationsebene. *L.* 534
Matteucci R. V.: Trachytisches Gebiet von Roccastrada. *L.* 175
Matthew W. D.: Topas von Japan. *L.* 261
Mechanische Analyse von Bodenarten des Bl. Rossdorf. *L.* 350
Melanit in einem bas. Ganggestein. *L.* 172
Melanophlogit, Structur u. Zusammensetzung. *L.* 261
Melanostibian. *N. M. L.* 535
Melibocus, Granitmassiv und Ganggesteine. *L.* 350
Melilith, eigenthümlicher, im Alnöit. *L.* 432
— Zusammensetzung desselben. *L.* . 261
Melzi G.: Thal von Masino. *L.* . . . 537
Merrill G. P.: Handbuch des Dep. of Geology des U. S. National-Museum. *L.* 175, 264
— Die Bestandtheile der Erdkruste. *L.* 264
— Gesteine der Galapagosinseln. *L.* . 537
— u. Packard: Azurblaues Pyroxengestein von Neu-Mexico. *L.* . . . 264
— Basische Eruptivgesteine aus Maine. *L.* 264
Metamorphes Conglomerat, dynamische Phänomene daran. *L.* 351

Digitized by Google

Seite

Metavoltin vom Kalkberge 258
Meteoreisen von Magura, Untersuch. darüber v. Berthelot u. Friedel. *L.* 173
— Unterschiede vom künstl. Eisen. *L.* 174
— Schneiden desselben. *L.* 174
— sein Krystallgefüge. *L.* 349
Meteoreisenstudien. *L.* 174
Meteorit Grossliebenthal u. Zmenj. *L.* 432
Meteorite, urgeschichtliche. — Darstellung auf Münzen. *L.* 173
— von Barbotan und l'Aigle 353
Meteoritenfälle, Schallphänomene dabei. *L.* 349
Meteorstein von Neuseeland. *L.* . . . 538
Methoden der neueren Petrographie. *L.* 263
Mexico, tektonische Verhältnisse *L.* . 174
Michel Lévy und Munier-Chalmas: Molecularer Bau des Quarz. *L.* . 534
Michigan, seine Eisen-, Gold- u. Silberdistricte. *L.* 432
Miemite, chem. Zusammensetzung. *L.* 260
Miers H. A.: Goniometer f. Studenten. *L.* 171
— Tetartoedrie des Ullmannit. *L.* . 171
— Operment. *L.* 173
— Index der Miner. u. Petrogr. 1887. *L.* 175
— u. Prior: Danalith von Cornwall. *L.* 173
— Index der Mineralog. und Petrogr. 1888. *L.* 175
Mies, Minerale. *L.* 261
Mikrochem. Untersuch. von Mineralen. *L.* 171
Mikroskop. Nachweis der Kohle. *L.* . 172
Mikroskopische Physiographie der Minerale und Gesteine. *L.* 176
Mikropegmatit im Tonalit der Rieserferner 411
Milch L.: Ostalpine Gesteine. Verrucano I. *L.* 175
Mimetischer Pyrit. *L.* 535
Minerale aus dem Fichtelgebirge. *L.* 173
— von Unterfranken. *L.* 173
— vom Kalkberge 257
— von Mies. *L.* 261

Seite

Minerale von St. Marcel. *L.* 536
— des Granit von Alzo. *L.* 350
Mineralfunde, neuere, in Kärnten. *L.* 349
Mineralogie Frankreichs und seiner Colonien. *L.* 262
— Russlands. *L.* 350
— Schwedens. *L.* 350
Mineralogische Beiträge. *L.* 262
— Beiträge vom Columbia College. *L.* 261
— Mittheilungen. *L.* 261, 173
— Notizen. *L.* 261, 535
— Topographie der Steiermark. *L.* . 350
— Untersuchungen. *L.* 536
Mineralsynthesen, zwei neue. *L.* . . 260
Mischkrystalle von Salmiak u. Eisenchlorid. *L.* 261, 349
Missouri, Alter seiner krystallin. Gest.
— Prismatische Sandsteine. *L.* . 174
Model A.: Molybdänminerale 532
Moericke W.: Studien über Eruptivgesteine und Erzführung in Chile und Ungarn. *L.* 175
Molecularrefraction einiger organischer Verbindungen. *L.* 171
Molecularverbindungen, ihr Verhalten bei Auflösung. *L.* 171
Molybdänit. . . . . 532, *L.* 262
Mont Blanc, Amphibolgesteine u. Eklogite desselben. *L.* 431
— sein Bau. *L.* 263
Montana, Gesteine davon. *L.* 351
Moränen am Ausg. des Wehrathals. *L.* 176
Mordenit, Zusammensetzung dess. *L.* 260
Morozewicz J.: Petrographisch-synthetische Mittheilungen. *L.* 537
— Petrographie Wolyniens. *L.* . . . 537
Moses A. J.: Graphitpseudomorphosen.
— Magnetit nach Hämatit. *L.* . 261
— A.: Pyrit und Ettringit *L.* . . . 535
— s. Waller.
— und Wells: Schnelle qualitative Prüfung von Mineralen. *L.* . . . 261
Mügge O.: Krystallform eines neuen trikl. Doppelsalzes. *L.* 171
— Die „Lenneporphyre" Westfalens. *L.* 537

Digitized by Google

Seite

Münzmetalle u. Ausbeutemünzen. *L.* 351
Munier-Chalmas, s. Michel Lévy.

Natrolith im Diabas bei Marburg. *L.* 172
Nephelingesteine Brasiliens. *L.* . . . 174
Nephelinphonolith vom Hohen Hain . 466
Neuburg C.: Goslars Bergbau bis 1552. *L.* 264
Nickel, seine Verbreitung im rheinischen Schiefergebirge. *L.* 535
Nickelarsenid, neues. *L.* 261
Nickelerzvorkommen. *L.* 263
Niedźwiedzki S.: Geologie von Wieliczka VI. *L.* 175
Nies: Münzmetalle und Ausbeutemünzen. *L.* 351
N. M. von Grönland. *L.* 349
— von Sjögrufvan. *L.* 535
Nocerinähnl. Mineral von Arendal. *L.* 173
Nordenskjöld O.: Hälleflinten des nordöstlichen Småland. *L.* 351
— Krystallographische Untersuchung chemischer Substanzen. *L.* . . . 349

Obere Kreide von Südengland. *L.* . . 537
Oberer See, sein Gebiet zur cambr. Zeit. *L.* 537
Oberharz, nordwestlicher. *L.* 175
Oberrheinische Tiefebene, ihre tektonische Beziehung zum Schweizer Kettenjura. *L.* 176
Obsidianbomben. *L.* 538
Odenwald, seine Entstehung. *L.* . . 350
Oebbeke K.: Kobell's Bestimmungstafeln. *L.* 534
Olivindiabas, neues Vorkommen in S. Dacota. *L.* 174
Operment. *L.* 173
Optische Indicatrix. *L.* 534
Optisches Verhalten von Alaun und Beryll bei einseitigem Druck. *L.* . 171
Orthoklas von Canada. *L.* 261
Osann A.: Gesteine von Trans-Pecos, Texas. *L* 537
— s. Andreae.

Seite

Osmiate, isomorph mit Tellurateu. *L.* 261
Ostalpine Gesteine, petrographische Untersuchung derselben. *L.* . . . 175
Ostharzer Eruptivgestein 373

Palache C.: Rhyolit N. v. Berkeley. *L.* 432
Pearce, s. Penfield.
Pelikan A.: Sanduhrförmige Krystalle von Strontiumnitrat 258
Penck A.: Endziel der Erosion und Denudation. *L.* 175
Penfield S. L.: Krystallographie der Caesium-Quecksilbersalze. *L.* . . 171
— Krystalle der Penthalide der Alkalimetalle. *L.* 171
— Krystalle der Rubidium- u. Kaliumtrihalide. *L.* 172
— Krystalle der Doppelhalide von Silber und der Alkalimetalle. *L.* . 172
— Caesium- und Rubidium-Chlor- und Bromaurat. *L* 172
— Cookeit v. Paris u. Hebron, Maine. *L.* 431
— Pentlandit. *L* 535
— Canfieldit. *N. M. L.* 535
— Minerale von St. Marcel. *L.* . . . 536
— s. Wells.
— s. Genth.
— und Pearce: Polybasit und Tennantit von Colorado. *L.* 173
Pentahalide der Alkalimetalle. *L.* . . 171
Pentlandit von Canada. *L.* 535
Permanganate. *L.* 171
Petrographie, Methoden der neueren. *L.* 263
— der Conanicut Islands. *L.* . . . 537
— vom Thal Masino. *L.* 537
— Wolhyniens. *L.* 537
Petrographische Beiträge. *L.* 349
Petrographisch-synthetische Mittheilungen. *L.* 537
Petroleumgebiet von San Rafael, Mendoza. *L.* 352
Pfahler H.: Meteorite von Barbotan und l'Aigle 353

Digitized by Google

Seite

Phasen in der Umwandlung der Schiefer von South Berkshire. *L.* 351
Phinney J., s. Gooch.
Phonolithe des Hegaus 18, 170
— des Friedländer Bezirks 465
Phosgenit von Monteponi. *L.* 349
Phosphor zu petrograph. Zwecken. *L.* 537
Physikalische Chemie der Krystalle. *L.* 534
Piemontit im Rhyolit. *L.* 536
Pirsson L. V.: Vulcanische Gesteine von Goughs-Island. *L.* 537
— Datolith von Ontario. *L.* 536
— Conanicut Island. *L.* 537
Pisani F.: Die gewöhnlichen Minerale und ihre chemische Prüfung. *L.* . 350
Pjatnitzky P.: Rothspiessglanzerz. *L.* 173
Plagioklase, Bestimmbarkeit durch ihre Lichtbrechung. *L.* 534
— ihre Bestimmung 388
— Zonarstructur derselben . . 343, 414
Pockels F.: Opt. Verhalten von Alaun u. Beryll bei einseitigem Druck. *L.* 171
Poikilitisch und mikropoikilitisch. *L.* 538
Polarisationsapparat zu histologischen Zwecken. *L.* 260
Polarisationsebene in doppelbr. Kryst. *L.* 260
Polarisationsinstrument. *L.* 534
Polybasit u. Tennantit von Colorado. *L.* 173
Polymorphe Körper, umkehrbare Umwandlungen derselben. *L.* 349
Porphyre von Sarrabus. *L.* 174
Porphyrbreccie von Dossenheim. *L.* . 173
Porphyrstudien. *L.* 538
Posada, s. Lawson.
Postlaramische Ablagerungen Colorados. *L.* 174
Prehnit im Diabas bei Marburg. *L.* . 172
Prendel R.: Meteorit Grossliebenthal und Zmenj. *L.* 432
Prior, s. Miers.
Prismatische Sandsteine von Missouri. *L.* 174
Projectionen. *L.* 534
Protogingneiss des Mont Blanc. *L.* . 174

Seite

Pseudobrookit als Sublimationsproduct. *L.* 172
— systematische Stellung desselben. *L.* 172
Pseudomorphose von Limonit nach Calcit. *L.* 172
— von Magnetit nach Hämatit, von Quarz nach Epidot. *L.* 261
— von Quarz nach Orthoklas. *L.* . 173
Pseudomorphosen aus Taco. *L.* . . . 172
Ptilolit, Vorkommen. *L.* 261
— Zusammensetzung desselben. *L.* . 260
Pyrargyrit von Mexico. *L.* 172
Pyrit, seine chemische Constitution. *L.* 431
— von Kings Bridge. *L.* 535
— mimetisch. *L.* 535
Pyrope, chemische Zusammensetzung. *L.* 261
Pyroxengestein, azurblaues, von Neu-Mexico. *L.* 264
Pyroxengruppe. *L.* 262

Qualitative schnelle Prüfung von Mineralen. *L.* 261
Quantitative spectroskopische Bestimmung von Rubidium. *L.* 171
Quarz mit Basisfläche von Elba. *L.* . 431
— molecularer Bau desselben. *L.* . . 534
— nach Epidot. *L.* 261
— nach Orthoklas. *L.* 173
— von Carrara. *L.* 260
Quarzaugitdiorit des Elbthalgeb. . . 301
Quarzglimmerdiorit des Elbthalgeb. . 300
Quarzin von Heřman Městec. *L.* . . 349
Quarzmelaphyr. *L.* 536
Quecksilbererzlager. *L.* 536

Raibl, krystallisirte Schlacken. *L.* . 263
Rauter G.: Siliciumtetrachlorid. *L.* . 261
Reactionen zum Mineralbestimmen. *L* 171
Realgar von Allchar. *L.* 262
Reischle A. C.: Neue Alkali-Borate. — Quantit. Best. der Borsäure. *L.* . 534
Reise in's Land der Mormonen. *L.* . 176
— nach den Liparischen Inseln. *L.* . 263
Reiseskizzen aus Schweden. *L.* . . . 174

Digitized by Google

Seite

Retgers J. W.: Isomorphismus VII; Isomorphie der Ferrate mit Sulfaten, der Tellurate mit Osmiaten. Mischkrystalle von Salmiak und Eisenchlorid. Nachtrag. *L.* . . . 261
— Krystallsystem des Zinnjodid. *L.* . 534
— Phosphor zu petrogr. Zwecken. *L.* 537
Reyer E.: Geologische und geographische Experimente. *L.* 175
Rhyolit N. v. Berkeley. *L.* 432
Rieserferner, ihre Tonalitkerne. *L.* . 351
— petrographische Studien 379
Rinne F.: Basalte im Wesergebiet. *L.* 537
Riva C.: Gesteine des Thales Sabina. *L.* 432
Romberg J.: Argentinische Granite. *L.* 264
Rosenbusch H.: Mikroskopische Physiographie der Minerale und Gesteine. 3. Aufl. *L.* 176
Roth F.: Tuffe bei Giessen. *L.* . . . 351
Rothliegendes bei Heidelberg. *L.* . . 173
Rothspiessglanzerz. *L.* 173
Rowlandit. *L.* 535
Rubidium, Chlor- und Bromaurat. *L.* 172
— quantit. spectroskop. Best. *L.* . . 171
Rubidiumtrihalid. *L* 172

Saaz, geologische Verhältnisse. *L.* . 536
Salit von Sala 211
Salmiak und Eisenchlorid, Mischkrystalle. *L.* 261, 349
Salomon W.: Geologischer Bau der Marmolata. *L.* 351
Salze von Kalusz und Aussee, chem. Zusammensetzung derselben. *L.* . 260
Sandberger F. v.: Nocerinähnl. Mineral von Arendal. *L.* 173
— Minerale aus dem Fichtelgeb. *L.* 173
— Minerale von Unterfranken und Aschaffenburg. *L.* 173
— Erz im Val Sugana. *L.* 537
— Erlan des Fichtelgebirges. *L.* . . 537
Sanduhrform der Augite 239
Sanduhrförmige Krystalle von Strontiumnitrat 258

Seite

Sauer A.: Porphyrstudien. *L.* . . . 538
Schalch F.: Neues Cölestinvorkommen. *L.* 173
Schallphänomene b. Meteoritenfällen. *L.* 349
Scheelit im Rhyolit 536
Scheerer F.: Arsenkies. *L.* 350
Schiefer, eigenthüml., bei Salida, Colorado. *L.* 350
Schlacken, krystallis., von Raibl. *L.* . 263
Schmidt A.: Minerale der Pyroxengruppe. *L.* 262
Schmidt C.: Zwei neuere Arbeiten über die Geologie des Kaiserstuhles. *L.* 351
— Umwandlung alpiner Gesteine. *L.* 351
Schröder v. d. Kolk: Mischkrystalle von Salmiak und Eisenchlorid. *L.* . . 349
Schulte L.: Umgebung der Dauner Maare. *L.* 538
Schwarz W.: Umkehrbare Umwandlungen polymorpher Körper. *L.* . 349
Schwefel von Milo, Roisdorf, Conil und Bassick. *L.* 173
— von Truskawiec. *L.* 261
— von Allchar. *L.* 262
Schwere Uebergemengtheile. *L.* . . . 174
Secundäre Schieferung im Gneiss. *L.* 263
Sederholm J.: Berggrund des südlichen Finnland. *L.* 432
Seen im Jura und der Dauphiné, ihr Wasser. *L.* 263
Serpentin aus dem Paltenthale. *L.* . 261
Serpentine u. Gabbro in Basilicata. *L.* 176
Siebenbürgisches Becken, geologische Beobachtungen. *L.* 351
— Erzgebirge, seine Eruptivgest. *L.* 351
Siebengebirge, seine Trachyte u. Andesite 39
— Froschberg. *L.* 175
Sigmund A.: Basaltberge bei Schlan. *L.* 538
Siliciumtetrachlorid. *L.* 261
Simony F.: Schwinden des Karlseisfeldes. *L.* 264
Sjögren H.: Mineralogie Schwedens. *L.* 350
— Flüssigkeitseinschlüsse im Gyps. L. 536
Skorodit von Löllingg. *L.* 172

Digitized by Google

Seite
Smaragde, Untersuchungen. *L.* . . . 172
Smyth C. H. J.: Alnöit mit Melilith. *L.* 432
— Gneisse von Town of Gouverneur. *L.* 538
Sodalithsyenit von Montana. *L.* . . . 351
Spectralanalyse der Interferenzfarben zweiaxiger Krystalle. *L.* 349
Spectroskop.-quantit. Best. von Rubidium. *L.* 171
Spessart, nordwestl. *L.* 262
Stache G.: Jahresbericht der geolog. Reichsanstalt. *L.* 352
Steinkohle, Ursache ihrer schwarzen Farbe. *L.* 350
Steinmann G.: Tekton. Beziehungen der oberrhein. Tiefebene zum schweizerischen Kettenjura. *L.* 176
— Moränen am Ausgang des Wehrathals. *L.* 176
Steinschneidemaschine. *L.* 538
Stelzner A.: Franckeit. *L.* 536
— Obsidianbomben. *L.* 538
— Zinnerzlagerstätten von Bolivia. *L.* 264
Streeruwitz W. H.: Trans-Pecos Texas. *L.* 538
Streng A.: Reise in's Land der Mormonen. — Basalt. Kraterbildungen bei Giessen. *L.* 176
Stress-strain-function. *L.* 536
Strontiumnitrat, sanduhrförmige Krystalle 258
Struever G.: Minerale des Granit von Alzo. *L.* 350
— Glimmer von Latium. *L.* 350
Studien am Arsenkies. *L.* 350
— über Eruptivgesteine u. Erzführung in Chile und Ungarn. *L.* 175
Sublimationsproducte (Hämatit, Anhydrit, Pseudobrookit). *L.* 172
Sulfate, Isomorphie mit Ferraten. *L.* 261
Sundt, N. M. von Bolivia. *L.* 431
Syenit des Elbthalgebirges 300
Systematik der Eruptivgesteine . 115, 496 *L.* 175

Seite
Szádeczky J. v.: Granit der Hohen Tatra 222
— Eruptivgesteine des siebenbürg. Erzgebirges. *L.* 351

Taimyrland, Gesteine desselben. *L.* . 263
Taraspit von Vulpera, Schweiz. *L.* . 260
Taxite und klastische vulc. Gesteine. *L.* 175
Tektonische Beziehung der oberrhein. Tiefene zu dem schweizerischen Kettenjura. *L.* 176
Tektonische Verhältnisse von Mexico. *L.* 174
Teller F.: Sog. Granit des Bachergebirges. *L.* 351
Tellurate, isomorph mit Osmiaten. *L.* 261
Tennantit von Collorado. *L.* 173
Tephrit im Kaiserstuhl. *L.* 537
Tetartoedrie des Ullmannit. *L.* . . . 171
Tetskichi M.: Manganstahl. *L.* . . . 261
Thaddeef K.: Reactionen zum Mineralbestimmen. *L.* 171
Thalhorn, geognost. Beschreibung. *L.* 175
Theralit im Kaiserstuhl. *L.* 537
Thonerde, Isomorphie mit Urandioxyd. *L.* 349
Tiefencontacte an den Diabasen von New-Jersey. *L.* 173
Titaneisen aus dem Fichtelgebirge. *L.* 173
Titansäure, ihr Verhalten gegen Phosphorsalz vor dem Löthrohr. *L.* . 349
Tolstopiatow M.: Mineralogische Untersuchungen. *L.* 536
Tonalit der Rieserferner 379, 433
Tonalitkerne der Rieserferner. *L.* . . 351
Topas von Japan. *L.* 261
Trachyte u. Andesite des Siebengebirges 39
Trachytisches Gebiet v. Roccastrada. *L.* 175
Trans-Pecos Texas. *L.* 537, 538
Trapp von der Tunguska. *L.* 262
Traube H.: Drehung der Polarisationsebene im Maticokampfer. *L.* 534
— Krystallform einiger Lithiumsalze. *L.* 171

Digitized by Google

Seite

Traube H.: Krystallform opt. einaxiger activer Substanzen. *L.* 171
Trihalide von Rubidium u. Kalium. *L.* 172
Tschermak G.: Lehrbuch der Mineralogie. *L.* 536
Tuffe bei Giessen. *L.* 351
Tunguska, ihre Gesteine. *L.* 262
Turmalinformel. *L.* 171, 431
Turmalingranit von Gottleuba . . . 303
Tutton A. E.: Beziehung zwischen Krystallwinkeln isomorpher Salze und dem Atomgewicht der Metalle. *L.* 534

Uebergemengtheile, schwere. *L.* . . . 174
Uebersichtstabelle der Krystallsysteme. *L.* 260
Ullmannit, Tetartoedrie desselben. *L.* 171
Ulrich G. H. F.: Meteorstein. *L.* . . . 538
Umberg, Erzvorkommen daselbst. *L.* . 350
Umkehrbare Umwandlungen polymorpher Körper. *L.* 349
Umwandlung alpiner Gesteine. *L.* . . 351
— von Granat *L.* 536
Umwandlungen im Tonalit der Rieserferner 417, 419
— der Gesteine. *L.* 262
Universalgeometrische Untersuch. *L.* . 431
Urandioxyd isomorph mit Thonerde *L.* 349
Uranothallit, Krystallform dess. *L.* . 172
Ursache der schwarzen Farbe der Steinkohlen und Anthracite. *L.* . . . 350

Vacek M.: Krystallin. Inseln am Ostende der alp. Centralkette. *L.* . . 264
Vallot, Delebecque u. Duparc: Katastrophe von St. Gervais. *L.* . . . 176
Vater H.: Einfluss der Lösungsgenossen auf die Krystallisation des Calciumcarbonat. *L.* . . . . . 431. *L.* 534
Veränderte Eruptivgesteine von Maryland. *L.* 174
Verbindungswärme organischer Verbindungen. *L.* 431

Seite

Verhalten der Titansäure gegen Phosphorsalz vor dem Löthrohr. *L.* . 349
Verrucano. *L.* 175
Verwitterungsproducte eines Diabas bei Marburg. *L.* 172
Vesuvlaven, ihr zeitl. Bestandwechsel. *L.* 175
Viola C.: Gabbro und Serpentine in Basilicata. *L.* 176
— Anisotrope Lamellen. *L.* 535
— und Di Stefano: Schwarzes Gestein von Lesina. *L.* 538
Vogt J. H. L.: Erzlager als Differentiation im Magma. *L.* 538
Vulcanische Ereignisse des J. 1892 . 265
— Gesteine von South Mountain in Pennsylvania und Maryland. *L.* . 264
— Herde am Golf von Neapel. *L.* . 432
— späte, Eruption in Nordcalifornien. *L.* 263
— und Massenеruptionen. *L.* 175

Wadsworth M. E.: Geologie der Districte Marquette und Keweenawan. *L.* . 264
— Geologie der Eisen-, Gold- und Silberdistricte von Michigan. *L.* . 432
Wärmeleitung krystallin. Körper. *L.* . 260
Walamo, Gestein daher. *L.* 263
Waller u. Moses: Neues Nickelarsenid. *L.* 261
Wasser der Seen im Jura und des Dauphiné. *L.* 263
Weinschenk E.: Phonolithe des Hegaus 170
— s. Cushing.
Wells H. L.: Caesium-Quecksilbersalze. *L.* 171
— s. Moses.
— u. Penfield: Herderit von Maine. *L.* 173
— u. Wheeler H. L.: Penthalide der Alkalimetalle. *L.* 171
— — Trihalide von Rubidium und Kalium. *L.* 172
— — Doppelhalide von Silber und der Alkalimetalle. *L.* 172
— — Caesium- und Rubidium-Chlor- und Bromaurate. *L.* 172

Digitized by Google

	Seite
Whittle C. L.: Dynamische Phänomene an einem metamorphen Conglomerate. *L.*	351
Wie wachsen die Steine? *L.*	173
Wieliczka, seine Geologie. VI. *L.*	175
Wiesner J.: Mikroskopischer Nachweis der Kohle. *L.*	172
Wiik F. J.: Krystallochemisches Mineralsystem. *L.*	172
Williams G. H.: Anatas. *L.*	173
— Krystalle von Cadmium. *L.*	172
— Steinschneidmaschine. *L.*	538
— Piemontit u. Scheelit im Rhyolith. *L.*	536
— Poikilitisch u. mikropoikilitisch. *L.*	539
— Vulcanische Gesteine von South Mountain in Pennsylvania und Maryland. — Geologische Karte von Baltimore. *L.*	264
— u. Clark: Geologie von Maryland. *L.*	538
Wiman C.: Silur des Bottnischen Meeres. *L.*	351
Wismuthminerale. *L.*	262
Wolframverbindungen. *L.*	261
Wolhynien, seine Petrographie. *L.*	537
Zimanyi K.: Mineralog. Mittheil. *L.*	173
— Azurit vom Lauriongeb. *L*	262
Zinkblende vom Kalkberge	258
Zinkhaltige Quellwässer von Missouri. *L.*	351
Zinnerzlagerstätten von Bolivia. *L.*	264
Zinnjodid, sein Krystallsystem. *L.*	534
Zinnober von Schlaining. *L.*	261
Zirkel F.: Lehrbuch der Petrographie. 2. Aufl. *L.*	351
Zonarstructur der Plagioklase	343, 414
Zuber R.: Petroleumgebiet von San Rafael, Mendoza. *L.*	352

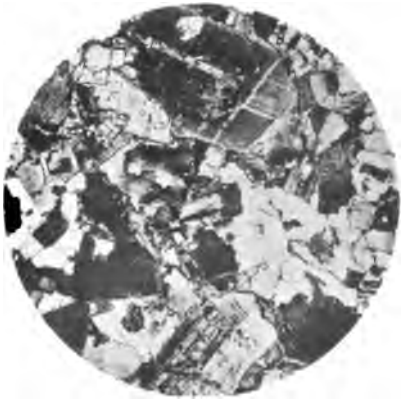
Druck von Gottlieb Gistel & Comp. in Wien, I., Augustinerstrasse 12.

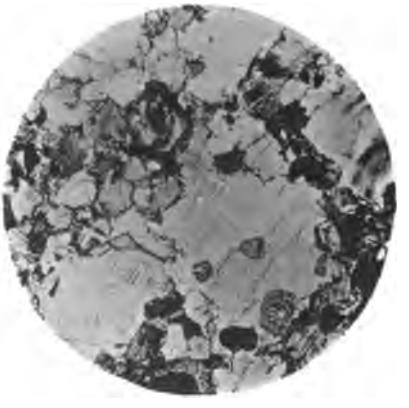
Digitized by Google

1

2

5


3


4

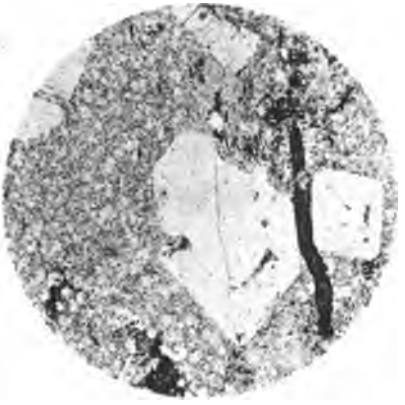
Negative vom Autor. Lichtdruck von Max Jaffé, Wien.

Digitized by Google

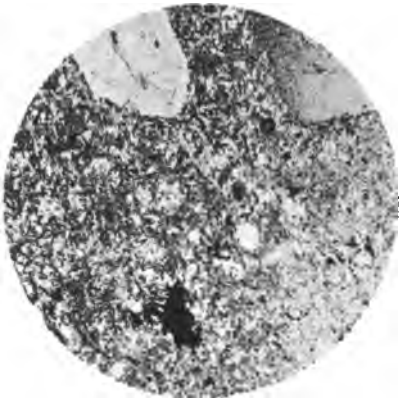
Verlag von Alfred Hölder, k. u. k. Hof- u. Universitätsbuchhändler, Wien.

Digitized by Google

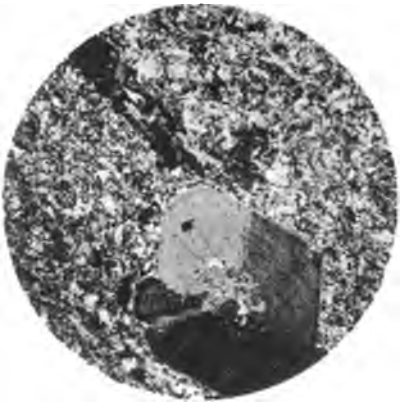
6



7

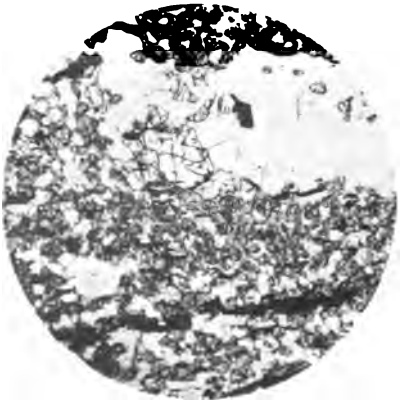


8



9

10



Negative vom Autor. Lichtdruck von Max Jaffé, Wien.

Tschermaks Mineralog. und petrograph. Mittheilungen. Bd. XIII., Heft 6.

Digitized by Google

Verlag von Alfred Hölder, k. u. k. Hof- u. Universitätsbuchhändler, Wien.

Digitized by Google

Professeur M. Tolstopiatow

RECHERCHES MINÉRALOGIQUES

Edition posthume

Avec 63 gravures dans le texte et 5 planches, dont 3 sont chromolithographiées

Moscou 1893. — Preis 7 M.

Leipzig bei **Georg Wigand**
in Commission.

Verlag von **Alfred Hölder**, k. u. k. Hof- und Universitäts-Buchhändler in Wien,
I., Rothenthurmstrasse 15.

Lehrbuch der Mineralogie.

Von

Dr. Gustav Tschermak

k. u. k. Hofrath, o. ö. Professor der Mineralogie und Petrographie an der Wiener Universität.

Vierte, verbesserte und vermehrte Auflage. Mit 856 Abbildungen und 2 Farbendrucktaf. Preis M. 18.—, geb. in Halbfr. M. 19.40.

Verlag von ARTHUR FELIX in Leipzig.

BEITRÄGE

zur

GEOLOGIE UND PALÄONTOLOGIE

der

REPUBLIK MEXICO

von

Dr. J. Felix
a. o. Professor der Geologie und Paläontologie an der Universität Leipzig

und

Dr. H. Lenk
Privatdocent und Assistent am mineralogischen Museum der Universität Leipzig.

II. Theil, 1. Heft.

Mit 4 lithographirten Tafeln, 1 Profiltafel in Farbendruck und 10 Holzschnitten im Text.

In gr. 4. LV, 54 Seiten. 1893. Brosch. Preis: 15 M.

Digitized by Google

INHALT.

	Seite
XXII. Petrographische Studien am Tonalit der Rieserferner. Von F. Becke. (Mit Tafel XII und XIII und 3 Textbildern.) (Schluss.)	433
XXIII. Die Phonolithe des Friedländer Bezirkes in Nordböhmen. Von Jos. Blumrich. (Mit 2 Textfiguren.)	465
XXIV. Beiträge zur Systematik der Eruptivgesteine. Von Heinr. Otto Lang	496
XXV. Notiz: Molybdänverbindungen im Serpentin des Rothenkopfs, Zillerthal. Von Dr. A. Model	532
XXVI. Literatur	534
Register	539

Der Herausgeber dieser Zeitschrift erbittet Zuschriften und andere „Tschermak's Mineralogische und petrographische Mittheilungen“ betreffende Zusendungen unter der Adresse:

Prof. F. Becke,

Mineralogisches Institut der deutschen Universität

in Prag.

Druck von Gottlieb Gistel & Comp in Wien.

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google

Digitized by Google